

# 岩石礦物礦床學會誌

第三十九卷 第一號

昭和三十年 二月一日

## 研究報文

長野県伊那地方の領家花崗岩および領家變成岩	.....	石井 植田 島津	清彦 良夫 光夫
三波川變成岩中の低變成度のペリティツクな片岩のなかの パイラスバイトのガーネツト	.....	都城	秋穂
数個の煌斑岩及び泥岩のオートラヂオグラフ	.....	早瀬 堤	一一 得道
足尾鉱山産鉱石の反射顕微鏡的研究(I)(黄錫鉱及び斑鉄鉱)	.....	山江	徳載
東稻アダメロ岩々体の岩石学的研究	.....	島津	光夫

## 会報及び雑報

会員動静、本会主任の変更、会費払込の件、日本地質学会東北支部総会及び講演会

## 新刊紹介

Handbook of gem identification. By R. T. Liddicoat Jr.  
ASTM standards 1952 (part 5)

## 抄 錄

鉱物学及び結晶学	Wenzelite と baldaufite の hureaulite えの一致	外 7 件
岩石学及び火山学	Kenya, Ruri 高原のアルカリ閃長岩	外 5 件
金属鉱床学	Jersey 鉛一亜鉛鉱床	外 4 件
石油鉱床学	原油、アスファルト、含油岩石に伴うウラニ ウム及びその他の諸金属	外 3 件

## 会員名簿

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内  
日本岩石礦物礦床學會

## 會報及び雑報

**會員動靜〔新入会〕** 加納富夫（名古屋市中村区岩塚町五反地35）、安部英博（熊本市黒髪町下立田550の2野村方）。

**〔隠居及び轉勤〕** 阿古目邦夫（北海道札幌郡豊平町石山278豊羽鉱業所）、常子文（東京都中野区宮園町2の29）、チャーレズ・イ・タル商会（東京都文京区江戸川町15）、高島清（広島市基町1広島通産局内地質調査所）、一杉武治（東京都千代田区丸の内2の18内外ビル電源開発K.K.）、村岡誠（東京都千代田区丸の内1の4新丸ビル6階松尾鉱山K.K.技術部）、堀内恵彦（東京都世田ヶ谷区下馬2丁目39）、島田忠夫（東京都新宿区市ヶ谷河田町8工業技術院地質調査所石油課）、日本敏夫（北海道空知郡明治上芦別鉱業所東町）、馬野福夫（静岡県田方郡修善寺町熊坂42）、高橋純一（東京都杉並区和田本町981）。

**〔逝去〕** 本会顧問嵯峨一郎氏御逝去の報に接し、こゝに本会は謹んで哀悼の意を表する。

**本會主任の變更** 本会役員中本年度の庶務主任としては植田良夫君、会計主任としては千藤忠昌君、図書主任としては萱木浅彦君が委嘱せられた（編集係）。

**會費拂込の件** 会費の精算を行つておりますから、昭和29年度 会費（400円）未納の方は至急本会（振替仙台 8825番）宛お払込み下さい。

**日本地質學會東北支部總會及び講演會** 昭和29年10月22日午前9時より岩手大学工学部で日本地質學會東北支部總會及び講演會が開催された。總會議事に引続き半沢正四郎氏の“岩手県の地質”、と題する記念講演があり、ついで次の學術講演が行われた。

岩泉町附近に於ける古生層の確認（長谷弘太郎）、仙台附近の地質について3つの問題（生出慶司）、浮遊性有孔虫群より見た秋田油田南部の第三系（岩佐三郎）、岩手県和賀郡本畑炭礮附近の地質について（及川昭四郎）、零石盆地西縁部の地質について（村井貞允、佐藤二郎）、福島県四倉町附近の浅貝層の有孔虫化石群について（樋口雄、猪股虎彦）、常磐炭田湯長谷層中の砂岩の粒度分析結果（岩井淳一）、登米地区に於ける三疊系の基底について（植田房雄）、大野層について（小貫義男）、青海石灰岩南側の蛇紋岩と緑泥片岩（藤田博志）、北上山地のマンガン鉱床の研究（2）岩手県金沢鉱山、大谷山鉱山のマンガン鉱床（高橋維一郎）、松尾鉱床の富鉱部と地質構造について（及川準之助）、鬼首湖成層の堆積学的考察—災害問題に関連して（島田昱郎）、田老鉱床と日立鉱床の鉱の内変動帶とa—線構造について（加納博）、釜石鉄銅鉱床富鉱体の特性（和田成人）、松尾鉱山に於ける鉱水地下水化処理とその成果について（藤田勇雄）、井水位並に井水温の継続観測（酒井重治郎）、福島県靈山附近の玄武岩類について（八島隆一）。

続いて同夜6時からは繫温泉に於いて懇親会が催され、翌23日には教育会館ホールで、地学教育を振興せよ（藤本治義）、原子力問題とウラニウム資源（渡辺万次郎）の公開學術講演会が開かれ、多数の市民が来聴した。

研究報文

長野縣伊那地方の領家花崗岩および領家變成岩

The Ryōke granites and Ryōke metamorphics at the  
Ina district, Nagano Prefecture.

石井清彦 (Kiyohiko Ishii)\*

植田良夫 (Yoshio Ueda)\*

島津光夫 (Mitsuo Shimazu)\*

**Abstract:** Ina district is located at the northernmost of the Ryōke zone and mainly composed of Ryōke-granites, Ryōke-metamorphics and non-metamorphic sediments. The eastern margin of this district along the median tectonic line is composed of the Kashio Gneiss. These complex grade into non-metamorphic sediments toward west. The Ryōke zone of this area mainly comprises metamorphic rocks, granites and some migmatites. The Ryōke metamorphic rocks are composed of schistose hornfels, mica schists, banded gneisses, meta-diabases, quartz schists and crystalline limestones. From mode of occurrence and petrographic feature, migmatites of this area can be divided into the following three rock types.

- 1 Schistose fine grained biotite granite and granitic gneiss.
- 2 Gneissose granite.
- 3 Fine grained two mica migmatite.

Schistose coarse and medium grained hornblende-biotite granodiorite are widely distributed in the southern part. Medium and coarse grained biotite granites occur in the northern part with the form of stock. Kashio Gneiss is composed of porphyritic biotite gneiss and hällefintaic gneiss. The relation between metamorphism, granitization, and granite intrusion may be explained as follows :

1. The Ryōke metamorphics have been introduced by regional metamorphism and some of them at the eastern part have been passed into the migmatite of the first type.

\* 東北大学理学部岩石礦物礦床學教室

2. After the metamorphism and granitization, metamorphic rocks were intruded by schistose coarse grained hornblende biotite granite. As a result of the intrusion, some of invaded rocks have been locally migmatized to the second and third type.

### 1. 緒 言

この地域は領家帶の最北限にあたり、東部の鹿塩は鹿塩片麻岩の標式地として知られている。領家帶については、古くから各地で数多くの研究がなされている。その一つ一つについては省略するが、この報告に關係した南部の地域について簡単に記したい。筆者等の一人、石井<sup>1)</sup>は七万五千分の一「恵那山図幅」の調査を1927年に行つているが、その後、1937年に岩生周一<sup>2)</sup>は天竜峡附近の研究を行い、同地域は1942年小出博<sup>3)</sup>によつてさらに研究されている。一方、鹿塩片麻岩の研究も古くから行われてきたが、1939年杉山隆二<sup>4)</sup>は詳細な総括的な研究を報告している。また南部の毛無山附近は球顆岩の産地として知られ、竹内英雄<sup>5)</sup>、河野義礼<sup>6)</sup>によつて研究がなされている。周辺の地域には、このように多くの研究があるが、この地域の全体についてはほとんど報告されていない。近年、北部の高遠附近、南部の大鹿附近などが領家グループの人達によつて調査されている。筆者等は1953年夏、長野県資源調査研究会の依頼でこの地域を調査する機会を得て、長藤村から喬木村に至る間を踏査した。概略ではあるが報告して大方の御叱正を得たいと思う。

なお調査の機会を与えて頂いた長野県資源調査研究会、高橋純一氏、浅川公治氏に厚く感謝の意をあらわす。

### 2. 地 質

#### (1) 地 質 の 概 要

この地域は中央構造線をその東縁とし、天竜川を西縁とする地域で、所謂領家帶に属する。地域の大半は主として花崗岩および变成岩より構成されているが、北部には未变成の秩父吉生層が分布し、片状ホルンフェルスを経て、雲母片岩、縞状片麻岩に移過する。中央構造線に沿つて圧碎岩（鹿塩

- 1) 石井清彦；恵那山図幅 (7.5000:1) および同説明書、地質調、1927.
- 2) 岩生周一；長野県天竜峡附近の領家变成岩と花崗岩との野外における關係、地質雑、44、1937.
- 3) 小出博；天竜峡附近の花崗岩類、東大農演習林報告、39、1942.
- 4) 杉山隆二；所謂中央線に沿える地帶に分布する諸岩石の研究、地質雑、46, 48, 1939, 1941.
- 5) 竹内英雄；毛無山産球顆岩石の研究及びその附近の地質、(I), (II) 岩礦、22, 1933.
- 6) 河野義礼；毛無山産球顆岩石の化学的研究 (I), (II) 岩礦、22, 1933.

片麻岩) が帶状に分布し, また西縁には数段の段丘堆積物が発達している。

## (2) 古 生 層

粘板岩, 砂岩の互層からなり, 所によつては礫岩, 珪岩, 石灰岩, シャールスタイルを挟んでいる。地域の北部, 上伊那郡藤沢村, 東箕輪村および富県村の一部に露出し, その多くは片状ホルンフェルスとなつてゐる。走向は  $N20^{\circ}E \sim 30^{\circ}E$  傾斜は  $70^{\circ}$  以上の場合が多い。礫岩は藤沢村片倉から東箕輪村日影入に越える登り口および峠附近に, 数 m  $\sim$  10 数 m の厚さで数層挟在している。礫の大きさは径数 cm 以下のものが多く, 角岩, 砂岩を主とし, 花崗岩礫はみられない。シャールスタイルは伊那村から富県村にかけて, 200m  $\sim$  300m の厚さで連続し, 天竜川岸の猿岩附近では, 粘板岩とうすく互層している。なお, しばしば輝緑岩を含み, また輝石角閃石岩, 蛇紋岩が貫いてゐる。なおこれらの多くは熱変成をうけている。石灰岩は高雄山頂附近に露出する。古生層の大部分は変成作用をうけており岩石学的性質は後述する。

## 3. 花崗岩および變成岩類

### (1) 領家帶の構成岩石

この地域の領家帶の構成メンバーは下のようなものからなつてゐる。領家變成岩は片状ホルンフェルス, 雲母片岩, 縞状片麻岩の各帶よりなつてゐるが, それらは広い範囲にわたり混成岩化をうけているので, 明確に帶区分することはむずかしい。

#### 領家變成岩

##### a. 片状ホルンフェルス

紅柱石雲母ホルンフェルス

角閃石一斜長石岩

##### b. 雲母片岩

雲母片岩

石英片岩

变成輝緑岩

晶質石灰岩

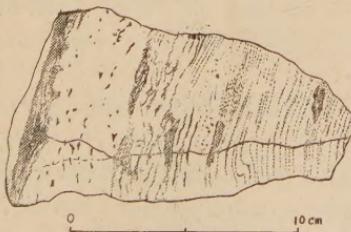
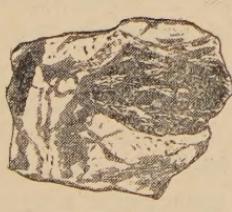
##### c. 縞状片麻岩

第1図

(1)

(2)

(3)



(1) 細粒両雲母混成岩(混成岩III)中の雲母片岩の“くいのこし”

(2) 片状細粒黒雲母花崗岩(図の右の部分)を貫く半花崗岩脈(混成岩IとIIの関係)

(3) 片状細粒花崗岩(混成岩I)と雲母片岩の野外の関係

第2図 細粒両雲母混成岩(混成岩III)



P : 斜長石 B : 黒雲母 A : 紅柱石  
Q : 石英 M : 白雲母 S : 珪線石

粒花崗岩の周縁には広い範囲にわたり、混成岩を生成している。高遠以北では黒雲母花崗岩に貫かれて、狭い幅に接触変成をうけている。紅柱石一黒雲母ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルスが主なるものである。多量の赤褐色黒雲母を特徴とし、石英、斜長石、白雲母を含み、紅柱石が斑状変晶として生じている。片状構造が発達し、黒雲母、白雲母が平行に配列する傾向が著しい。その他鱗灰石、ジルコンを含んでいる。

b. 雲母片岩および縞状片麻岩 産状に次の3つの場合がある。1) 片状ホルンフェルスに移過して、やや帶状に分布し、東部で花崗片麻岩に移過するもので、南部は粗粒花崗岩に貫かれる。伊那村東部、中沢村などに分布する。2) 細粒両雲母混成岩中に“くいのこし”的形で含まれるもので、中沢村の各所に分布し早草附近では珪岩を挟んでいる。3) 片状粗粒花崗岩中に捕獲されるもので、生田村障子山附近のように、珪岩の厚い層を挟む場合がある。この捕獲岩状の岩塊の伸長方向および片理は、N40°Eで片状花崗岩の流理方向に一致しているが、片岩類の層理はこれと斜交している。

細粒両雲母混成岩中のものには、紅柱石、珪線石を含むものもあつて、両雲母片岩が黒雲母片岩と併つてゐる。片状粗粒花崗岩中にとりこまれているものは、緻密でホルンフェルス状の黒雲母片岩で、片状細粒黒雲母花崗岩に移過する場合がある。縞状片麻岩は1)の産状を示し、東部に分布するものが多く、高遠町非特除、中沢村大洞、大鹿村桶谷附近に良く発達する。黒雲母片麻岩を主とするが、角閃石一黒雲母片麻岩も含まれ、堇青石を含むものもみられる。

黒雲母片岩は淡褐色の黒雲母、石英、斜長石、カリ長石を主とし、鱗灰石、ジルコン、榍石を含み、柘榴石を生じているものもみられる。白雲母黒雲母片岩はさらに

## 混成岩

I 型 片状細粒黒雲母花崗岩

II 型 片麻岩状花崗岩

III 型 細粒両雲母混成岩

## 花崗岩

片状粗粒閃雲花崗岩

片状中粒閃雲花崗岩

黒雲母花崗岩

## 庄碎岩

「ヘレフリンタ」状片麻岩

斑状黒雲母片麻岩

## (2) 領家變成岩

## 1. 泥質および砂質岩源の変成岩

a. 片状ホルンフェルス 不変成古生層、黒雲母粘板岩に移過し、地域の北部に広く分布している。内側では片岩～片麻岩に漸移している。粗

白雲母を含むもので、所によつては、紅柱石を含んでいる。紅柱石は黒雲母、燐灰石、炭質物を包裹している。珪線石も黒雲母の周囲に纖維状の集合として生成している。石英片岩は粒状の石英と少量の黒雲母、白雲母からなつてゐる。縞状片麻岩は斜長石、微斜長石、石英、黒雲母および角閃石を主成分とし、その他燐灰石、ジルコン、褐簾石を含んでゐる。斜長石はアルバイト、ペリクリンの聚片双晶が発達し、周縁にミルメカイトを作つてゐる。黒雲母は褐色片状、角閃石は他形で緑色である。有色鉱物は黒雲母のみを含むものもある。そのような黒雲母片麻岩には堇青石や柘榴石を有するものもみられる。

2. 塩基性火成岩源の変成岩 片状ホルンフェルスの分布地域では、それらに挟まれて、猿岩附近より N30°E の方向に伸びて、シャールスタインを源岩とする角閃石一斜長石岩を産する。東部の分杭峠の西や、桶谷附近に産する角閃石に富んだ縞状片麻岩は塩基性岩源と思われる。その他のものは、大部分片状粗粒花崗岩中に捕獲される輝緑岩源のものが多く、塊状で、生田村峠附近、大鹿村滝沢附近、南向村桑原滝附近、喬木村野田原附近に産してゐる。斑筋岩を源岩とするものが、桶谷附近で角閃片麻岩中に含まれ、喬木村大島附近の川床に転石として認められる。

a. 変成輝緑岩 斑晶状の斜長石および石英、角閃石、黒雲母よりなり、斑晶の斜長石は、アルバイトカールスバド式双晶発達し、累帶構造をなし、角閃石は緑色、黒雲母は片状で赤褐色を示す。その他燐灰石、榍石を含む。

b. 変成橄欖斑筋岩 橄欖石、紫蘇輝石、角閃石、斜長石を主とし、白雲母および少量のスピネルを伴つてゐる。紫蘇輝石または褐色角閃石はボイキリテツクに橄欖石を包裹し、紫蘇輝石の周囲にはまた淡緑色角閃石を生じてゐる。橄欖石は紫蘇輝石の rim をもつてゐる。斜長石は量が多く、アルバイト、ペリクリンの聚片双晶が発達する。スピネルは緑色である。

附。石灰岩は中沢村落合、大曾倉に産するが、結晶質で、柘榴石、ヘデンベルグ輝石などのスカルン鉱物および電氣石を生じてゐる。

### (3) 混 成 岩

これは次の三つの型に分けられ、分布、産状、岩石学的性質は次のようにある。

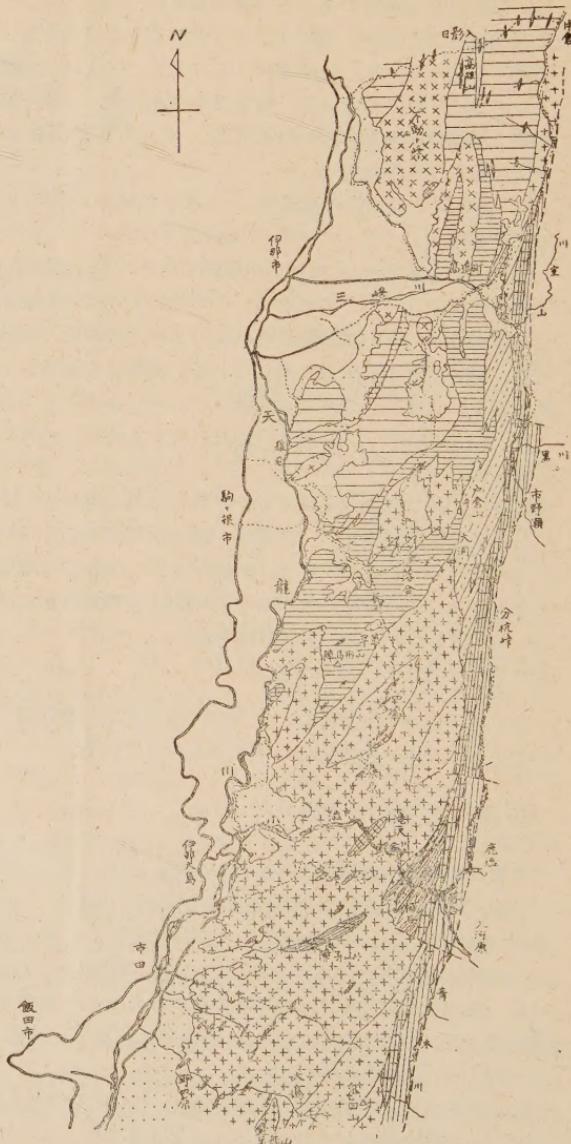
I型 片状細粒黒雲母花崗岩(および花崗片麻岩) 東部の縞状片麻岩の分布地域に産し、それに移過し、中沢村大洞、大鹿村桶谷附近に良く発達する。細粒黒雲母花崗岩は大鹿村落合の南から、喬木村にわたつて、東縁に帶状に分布し、片状粗粒花崗岩に貫かれ、南向村四徳附近では大きな捕獲岩体のような産状を示してゐる。東縁の新九郎滝附近では、種々の岩相を示し、斑状石英閃緑岩、黒雲母片麻岩が縞状に交互に産し、黒雲母片岩を挟んでゐる。

四徳附近でも黒雲母片岩を数多く挟んでゐる。これらは西側の細粒両雲母混成岩中にも小規模に含まれ、黒雲母片岩に移過する。

斜長石、石英、微斜長石、黒雲母よりなる花崗閃緑岩で、副成分として褐簾石、燐灰石、ジルコンを含む。斜長石はアルバイト、ペリクリン双晶発達し、周囲にミルメカイトを生じてゐるものが多い。石英も量が多く波動消光をなし、黒雲母は淡褐色片状である。その他柘榴石を含むものもみられる。

第3図 長野県伊那地方地質図

段丘推積物	
片状ホルンフェルス (不変成古生層を含む)	
珪 岩	領家変成岩
石 灰 岩	
シャールスタイルン	
変成輝緑岩	
雲母片岩	
細粒両雲母混成岩 (混成岩II)	混成岩
片状細粒黒雲母花崗岩 (混成岩I)	
綱状片麻岩 (花崗片麻岩, 片麻岩状花崗岩を含む)	
黒雲母花崗岩	領家花崗岩
片状粗粒閃雲花崗岩	
片状中粒閃雲花崗岩	
脈 岩 類	
斑状黒雲母片麻岩	鹿塙片麻岩
「ヘレフリンタ」 状片麻岩	



II型 片麻岩状花崗岩 縞状片麻岩、花崗片麻岩と粗粒花崗岩の接触部に小範囲に分布し、中沢村大洞附近に良く発達する。縞状片麻岩の片理にはほぼ平行に、1~3cmの巾で半花崗岩質脈が進入している。

両者の境が明らかな場合もあるが、両者の間に反応のみられる場合が多く、全体として花崗閃緑岩質となつてゐる。この進入状態は *lit-par-lit injection* の様な規則的なものではなく、細粗、不均一なものである。このような関係は桶谷附近でもみられ、また類似の関係は南向村桑原滝附近の大きな塙基性岩源の捕獲岩体中にもみられる。岩質は石英閃緑岩質の部分もある。

斜長石、角閃石、黒雲母と少量の石英からなる石英閃緑岩質の部分と、斜長石、正長石、石英からなる花崗岩質の部分が縞状をなしている。斜長石は聚片双晶、累帶構造発達し、またミルメカイトを生じている。微斜長石は間を填め、石英は粒状で波動消光を示している。角閃石は他形で濃緑色、黒雲母は片状濃褐色を示す。その他褐簾石、榍石、磷灰石、ジルコンを含む。

III型 細粒両雲母混成岩 西部の粗粒花崗岩に接する南向村、中沢村附近から北北東に伸びて、高遠の北迄、かなり広い範囲に産している。西側では片状ホルンフェルスに移過し、東側では縞状片麻岩と互層している。片状粗粒花崗岩はそれらを貫いてゐる。この型の混成岩として一括したもののは、種々の岩相からなり、片理を示さない部分もかなり多いが、細粒で、両雲母を大部分のものが含むことで特徴づけられる。所々に黒雲母片岩、両雲母片岩、石英片岩または珪岩、および縞状片麻岩を“くいのこし”状に含み、それらに移過する関係が認められ、明らかにそれらから変化したものであることが推定される。

カリ長石の大きな変状斑晶を生じているものもあり、また柘榴石を生じているものもみられる。ベグマタイト質な部分もあり、一部には優白質な両雲母花崗岩が岩脈状に産する。鏡下では、紅柱石を含むこと、珪線石を含むことが特徴的である。斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、白雲母、および紅柱石が粒状構造を示し、副成分として磷灰石、ジルコン、磁鉄鉱を含んでいる。斜長石は聚片双晶を生じ、周りに曹長石の rim、またはミルメカイトを生ずる。カリ長石は斑晶状に発達する場合が多く、ベルト石質で、黒雲母、白雲母を包裏している。黒雲母は濃赤褐色片状で、黒雲母片岩のものより濃い色を示している。白雲母を伴い、また珪線石を伴つてゐる。紅柱石は他形で、周りおよび割目に沿つて分解して、黄色の変質物を生じている。珪線石はその中に包裏されるものが多い。褐簾石、柘榴石を含むものもみられる。岩脈状の両雲母花崗岩は石英、斜長石、微斜長石、黒雲母、白雲母からなつてゐるが、各粒は不規則に入りこんでいる。石英は量が最も多く、波状消光を示し、斜長石は聚片双晶発達し、黒雲母は赤褐色である。

これら三つの型の混成岩は、その産状、岩石学的性質から判断すると、I型は交代性のもので、花崗岩進入に先立つて、広域に行われた花崗岩化作用の産物と考えられ、II型は直接に、進入花崗岩から半花崗岩質の物質が供給された、所謂層間進入型のもの、III型は直接の関係は明らかではないが、恐らく花崗岩漿進入の末期に濃集した残留成分 (K, Al, Si) のやや広域的な浸潤によりもたらされ、一部は流動性を持つに至つたものではないかと推察される。

## (4) 領家花崗岩

本地域の南半分に広く分布する片状粗粒閃雲花崗岩と南端の喬木村大島の毛無山附近に小規模に産する球顆岩を含む片状中粒閃雲花崗岩および伊那村、富県村では小さな岩株状に産し、高遠以北ではやや大きな岩体をなしている中粒～粗粒黒雲母花崗岩からなつている。各花崗岩の関係は、片状中粒閃雲花崗岩が片状粗粒花崗岩を貫いていると思われるが確かではない。北部の黒雲母花崗岩は片理がなく、この地域の三つの花崗岩のうちでは、最もおくれて逆入したものと思われる。ただし、これらの間にも大きな時期の隔りを考えることは難しい。

1. 片状粗粒閃雲花崗岩<sup>1)</sup> 有色鉱物の量に変化があつて、閃雲花崗閃綠岩、黒雲母花崗閃綠岩から、カリ長石の斑晶を含む優白質な黒雲母花崗岩まで岩相が変化する。斜長石、微斜長石、石英、黒雲母および角閃石を主成分とし、褐簾石、ジルコン、鱗灰石、榍石、磁鐵鉄を副成分として含む。斜長石は聚片双晶が発達するが、カールスバド双晶は少い。ミルメカイトを周縁に作るものもみられる。微斜長石はペルト石質で、大きな結晶をなすが、微斜長石構造は部分的である。黒雲母は褐色片状、角閃石は暗青緑色である。褐簾石の量が比較的多い<sup>2)</sup>。球顆を一部に含む片状中粒閃雲花崗閃綠岩<sup>3)</sup>も岩質的には殆んど片状粗粒花崗岩とかわらない。

2. 黒雲母花崗岩<sup>4)</sup> 灰色あるいは灰白色を呈する中粒ないし粗粒の花崗岩で、石英、斜長石、カリ長石および黒雲母を主成分とし、ジルコン、磁鐵鉄、鱗灰石、榍石を副成分とする。斜長石は聚片双晶が良く発達している。カリ長石は一般に汚濁している。黒雲母は自形～半自形である。この岩石は比較的均質で、片理がなく、所によつてはペグマタイト質となつている。

## 附) 脈岩類

黒雲母花崗岩およびこれに近接する古生層中に、これらを貫いて半花崗岩、ペグマタイトの脈岩類がみられ、また北部には、輝石玢岩<sup>5)</sup>、角閃玢岩などの脈岩類がやや大きな岩体をなして産している。

## (5) 壓碎岩

中央構造線に沿つて細長く帯状に分布し、廣塙片麻岩といわれているものである。所謂「ヘレフリンタ」状片麻岩といわれたものには、灰色ないし青灰色、灰褐色の緻密な岩石で、縞状をなすもの、チャートのようなもの、小さな斑晶を有し、一見斑岩状のものなどが含まれている。これらはこの帶の東側に分布し、所々で千枚岩を貫いたような産状を示している。その西側には、不規則な縞状、または小さな眼球状の、淡褐色ないし褐色の黒雲母片麻岩が、やはり帶状に分布している。この岩石は東側の「ヘレフリンタ」状片麻岩と交互に産する（新しい断層に界される？）関係がみられ、又西側の花崗片麻岩、縞状片麻岩、片状花崗岩に移過している。なお、それらの

- 1) 恵那山図幅の片状閃雲花崗岩および片状黒雲母花崗岩に相当し、小出博の天竜峡花崗岩に相当するものである。
- 2) 褐簾石はこの地域の花崗岩、混成岩、圧碎岩に含まれている。
- 3) 恵那山図幅の角閃花崗岩に相当する。
- 4) これに相当するものは南部では認められない。
- 5) 石井清彦、植田良夫：長野県上伊那郡の複合岩脈、岩磁、38、1954。

片麻岩、花崗岩類の中にも、中央構造線よりかなり離れた範囲迄、ミロニティックな岩相を示すものが認められる。「ヘレプリンタ」状片麻岩は明らかに cataclastic な性質を持つているが、斑状黒雲母片麻岩は碎状擬斑晶を有し、鉱物成分からは、ホルンフェルス～雲母片岩の岩相を示し、むしろ、protoclastic なものと考えられる。混成岩の性質を有するミロニティックな岩石もみられ、圧碎作用の初まりは、花崗岩化作用、花崗岩逆入に引きつづいた時期と推察される。

1. 「ヘレプリンタ」状片麻岩 片理性を有し、小さな碎状擬斑晶を有するものが多い。斑晶は主として、微斜長石、斜長石よりもなるが、量は少い。石基は細粒で石英、カリ長石、斜長石（曹長石）を主とし、その他黒雲母、絹雲母などの微細な葉片状の結晶からなっている。緑色角閃石を含むもの<sup>1)</sup>もある。褐簾石、鱗灰石、榍石を少量含み、また二次的に緑簾石、方解石を生じているものもみられる。

2. 斑状黒雲母片麻岩 斜長石、微斜長石の碎状擬斑晶と石基をなす石英、斜長石、カリ長石、黒雲母および褐簾石、鱗灰石、榍石よりなっている。黒雲母は方向性をもつて配列する。斜長石にはペリクリン、およびアルバイトカールスバド双晶が発達する。不規則な外形をもち、裂目を生じ、また双晶の彎曲するもの、波動消光を示すものが多い。微斜長石も不規則な外形を有し、周りに rim 状にミルメカイトを生ずる。黒雲母は淡褐色、碎片状で、斑晶をとりまいているものもみられる。

#### 4. 領家帶の總括

地域の北部には、最外側部に不変成の古生層が分布しているが、黒雲母粘板岩、片状ホルンフェルスを経て、内側では、黒雲母片岩ないし縞状片麻岩となつてある。領家变成岩としては、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩、縞状片麻岩およびそれに挿在する石灰岩、变成輝綠岩などである。その産状には種々の場合がある。これらの变成作用は片状粗粒閃雲花崗岩の逆入に先立つて、広域に行われ、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩および縞状片麻岩が帶状に生じ、東部では、さらに著しい物質の供給の下に、花崗岩化作用が行われ、片状細粒黒雲母花崗岩および花崗片麻岩などの混成岩を生じたものと考えられる。变成作用、花崗岩化作用の行われた後に、この地域の南部に広く分布する片状粗粒閃雲花崗岩、片状中粒閃雲花崗岩、および北部の黒雲母花崗岩が逆入した<sup>2)</sup>。縞状片麻岩類または片状細粒黒雲母花崗岩が、片状粗粒閃雲花崗岩に貫れる附近では、それらが半花崗岩脈の形で層間逆入をうけ、局部的な混成作用をうけて、片麻岩状花崗岩を生じている。一方、西側の接触部附近から北北東の方向にかなり広い範囲にわたり、片状ホルンフェルス、黒雲母片岩、縞状片麻岩などが、花崗岩質残漿の浸潤をうけ、混成岩化し、細粒閃雲母混成岩類を生じている。こ

1) 恵那山図幅の角閃片麻岩

2) これら花崗岩の逆入と広域な变成作用の時期との間にどれだけの隔りがあるかは不明である。

の岩石は不均質で、片理を失っている部分もみられ、部分的には流動性をもつて至つたものではないかと考えられる。片状粗粒花崗岩は流理性が顕著で、ほゞ concordant な侵入をしているが、北部の黒雲母花崗岩は discordant に岩株状に侵入している。その侵入時期は前者にやゝおくれたものと思われる。東縁には斑状黒雲母片麻岩が分布しているが、花崗岩、混成岩の圧碎されたもので、protoclastic な性質を有するものと考えられる。この時期に初まつた造構造運動による圧碎作用は、ひきつゞき長い期間にわたり行われ、「ヘレフリンタ」状片麻岩を生成した。

### 三波川變成岩中の低變成度のペリティックな片岩の なかのパイラルスピート・ガーネット

Pyralspite garnet from a low grade pelitic schist  
in the Sanbagawa metamorphics

都 城 秋 穂 (Akiho Miyashiro)\*

**Abstract :** A pyralspite garnet from a sericite-chlorite-schist at Oyahana, Titibu, was analysed as shown in Table 3. It is mainly composed of spessartine and almandine molecules. The MnO content of the pyralspite is as high as 18.03%, while that of the host rock is about 0.6% (Table 2). Petrological problems related to the pyralspite are discussed.

### 1. 問 題

變成鉱物の研究の目的の一つは、變成過程の物理的条件と物理化学的法則とを明らかにするための手段を与えることである。一般に固溶体鉱物の化学成分は、その母岩の化学成分のほかに、何らかの意味でその生成の物理的条件をも反映している。しかし鉱物によつて、その反映の明瞭さの程度はさまざまである。变成岩のなかの pyralspite<sup>(1)</sup> は、变成作用の物理的条件を極めて明瞭に反映するので、物理的条件の指示物として有用であることは、私が他の機会<sup>(2)</sup> に詳細に示した通りである。たとえば、变成岩の化学成分を限定して、普通の pelitic な变成岩だけをとつてみると、

\* 東京大学理学部地質学教室

- 1) Garnet は Ca に富むものと、Ca に乏しいものと大きく二つの固溶体群に分れる。そのうち、Ca に乏しい ( $Mg, Fe^{+2}, Mn$  の何れかに富む) 方の群を Winchell にしたがつて pyralspite とよぶ。
- 2) Akiho Miyashiro : Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 179-208, 1953.

一つの変成地域において、そのような岩石のなかに含まれている pyralspite の Mn の含有量は、変成度の上昇につれて、規則的に減少する(第1図)。これは、変成度の上昇によって、pyralspite の固溶体の範囲が広がり、それにともなつて変成岩内の有色鉱物の間の Mn の分配関係が変化したために、起つたのである。

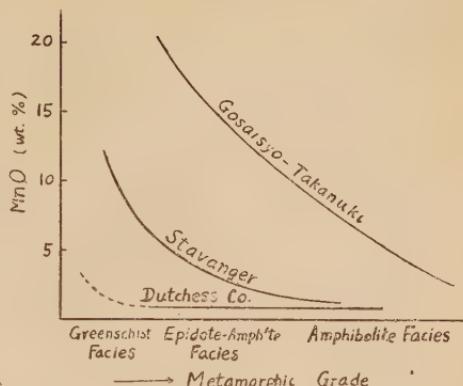
第1図はまた、Mn の含有量の減少は一般的傾向であるが、Mn の絶対的な含有量は地域によって著しく異つていることを示している。母岩の化学成分はほぼ一定であるから、これは母岩の化学成分の地域的な違いに帰することはできない。それは、それぞれの地域の変成作用の鉱物学的なタイプ(または mineralogical characters)の違いを表わすもので、母岩の化学成分や変成度という概念に帰することのできない、その他の因子によつて支配されているものである。私は、この事実は、変成作用の物理的分類の基礎をなすものであると考えている。

このような、変成作用と pyralspite の性質との関係についての一般的な法則は、三波川変成岩ではどのように具体的に現われているであろうか? そして、それによつて、三波川変成作用は変成作用全体のなかでいかなる位置を与えられることになるだろうか。

このような問題の解決のためには、データの比較の便宜上、peliticな変成岩について、low grade から high grade まで、pyralspite の性質を調べることが望ましい。ことに Mn は第1図から明らかなように、low grade のはしのへんで急に増大する場合が多いので、まず low grade の pelitic composition の片岩の pyralspite を調べることが、出発点となる。私はそのような意図から、次の節に記す pyralspite を詳しく調べた。

三波川変成岩のなかには、pyralspite はかなりしばしば出現し、これまでに第1表に示すような分析が発表されている。しかしそれらは、母岩が basic composition の岩石なので、現在の私の目的には適しない。

第1図



Pyralspite variation diagram (普通の pelitic な変成岩のなかの pyralspite の MnO 含有量とその変成度との関係を示す。ここには阿武隈高原の御斎所一竹貫地方、ノルウェーの Stavanger 地方および米国の Dutchess County の場合が示されている。A. Miyashiro, 1953)

2. 秩父親鼻の pyralspite  
荒川にそつて、秩父長瀬の少し上流のところに親鼻というところがある

第1表 (Table 1) 三波川変成岩のなかの pyralspites

	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	37.90	48.88	40.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.95	17.22	11.17
TiO <sub>2</sub>	1.11	0.58	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.54	3.45	2.14
FeO	—	17.48	11.55
MgO	4.63	3.90	14.56
MnO	3.02	1.41	0.26
CaO	9.35	6.44	9.23
Na <sub>2</sub> O	—	0.51	0.26
K <sub>2</sub> O	—	0.14	0.13
H <sub>2</sub> O	—	0.36	0.15
Total	99.50	100.37	100.05

- I. 愛媛県別子産 pyralspite-amphibolite のなかの pyralspites。この表では、全鉄は Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の形で与えてあるが、それを FeO に換算すれば 22.97% になる。(J. Suzuki: Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, 1, 27-107, 1930)
- II. 愛媛県宇摩郡土居村産 pyralspite-clinozoisite-amphibolite のなかの pyralspites (佐藤戈止: 七万五千分一地質図、新居浜説明書, 1938)
- III. 愛媛県東赤石山附近の eclogite のなかの pyralspites. (堀越義一: 地質学雑誌, 44, 141-144, 1937)

(埼玉県秩父郡皆野町親鼻)。ここにかかつている親鼻橋附近の荒川川床に露出している緑色の結晶片岩のなかに、ほぼ前記の目的にかなうものがあった。

その岩石は、小さい albite spots を含む、詳しくは pyralspite-bearing spotted sericite-chlorite-schist とでもよぶべきもので、green schist facies に属する。Schistosity は著しいが、lamination を欠いている。このなかの chlorite も分析されている(未発表)ので、modes からその岩石の大たいの化学成分を計算することができる。その結果は、第2表の如くである。これを見ると、標準的な pelitic schist に比して、SiO<sub>2</sub> が著しく多いが、これは mode では quartz の量の増大となるだけで、本質的な影響はない。Fe<sup>2+</sup> / (Mg + Fe<sup>2+</sup>) の値は 0.5 で、標準的な pelitic schist の範囲に入る。MnO は 0.6% で、標準的な pelitic schist より少し多いが、この程度ならば、多分あまり多大な影響はなく、大たいにおいて普通の pelitic schist のなかの pyralspites の性質を示すと考えてよいであろう<sup>1)</sup>。

この pyralspites は、0.1mm またはそれ以下の自形または不規則な結晶をなし、

1) この片岩の原岩が pelitic な水成岩であることは、現在の目的に対しては必要ではない。ここでは、でき上った片岩の化学成分を問題にしているのである。

第 2 表 (Table 2) 秩父親鼻の pyralspite-bearing spotted sericite-chlorite-schist  
(標本番号 AM461020-15)

Mode (vol.%)	Calculated composition (wt.%)
Quartz	SiO <sub>2</sub> 72
Albite	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13
Chlorite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1
Sericite	FeO 4
Pyralspite	MgO 2.2
不透明鉱物	MnO 0.6
其の他	Na <sub>2</sub> O 2.4
	K <sub>2</sub> O 1.3
	H <sub>2</sub> O+ 2.4

注意：“その他”は apatite, stilpnomelane, calcite, epidote を含む。化学成分の計算においては，“不透明鉱物”と“その他”を除いた。

薄片では無色で、光学的に等方である。X線 CuK $\alpha_1$  に対して、(640) の反射の  $2\theta$  は  $57.07^\circ$ 、(642) の反射の  $2\theta$  は  $59.37^\circ$  であるから、単位格子胞の稜の長さは  $11.63(\pm 0.01)\text{\AA}$  である。Geiger 管 X 線分光計の記録に現われるピークの巾から判断すれば、結晶粒により、または結晶粒の部分により、その単位格子胞の大きさが異なることは、上記の精度の範囲以上には殆んど認められない。したがつて、この標本内の程度では拡散がよく行われ、pyralspite の成分は均一であると考えられる。

東京工業大学の岩崎岩次教授と桂敬氏のご配慮により、原村寛氏に重液で分離したその pyralspite の化学分析をして頂いた。その結果は第 3 表に示す。それによると、MnO と FeO を多量に含み、したがつて spessartine 分子と almandine 分子を主とする pyralspite である<sup>1)</sup>。

この pyralspite の MnO 含有量は実に 18.03% という極めて高い値である。pelitic composition の結晶片岩の pyralspite で、このように高い値を示すものは稀である。母岩全体では MnO を 0.6% しか含んでいないので、Mn は pyralspite に著しく濃集していることになる。したがつて、三波川変成岩においても、low grade の pelitic schist の

1) この分析値から C=12 として原子比を計算してみると、Fe<sup>+3</sup> をも 8 配位の位置に入れないと、そこに入る原子の数が甚しく不足してくる。そうすると、分析で Fe<sup>+3</sup> となつているもの一部は、実際は Fe<sup>+2</sup> のではないだろうかとゆうことも考えられる。Pyralspite は沸酸と硫酸の混合物に溶け難いために実際より Fe<sup>+2</sup> が少く Fe<sup>+3</sup> が多く出しが易いので、この点はもつと検討することが望ましいが、試料が僅に 0.5g しかなくて使い尽したので、どうすることもできない。

第3表 (Table 3) 稚父親鼻の pyralspite

	Wt. %	Mol. prop.	Atomic prop. (O=12)
SiO <sub>2</sub>	36.68	.6108	3.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.53	.1818	1.79
TiO <sub>2</sub>	0.85	.0106	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.85	.0492	0.48
FeO	10.78	.1501	0.74
MgO	trace	—	—
MnO	18.03	.2541	1.25
CaO	5.71	.1018	0.50
Na <sub>2</sub> O	n.d.		
K <sub>2</sub> O	n.d.		
H <sub>2</sub> O+	0.8		
H <sub>2</sub> O-	0.1		
	99.33		

注意:  $a_0 = 11.63 (\pm 0.01) \text{ \AA}$  分析者原村寛 (Anal. H. Haramura)

pyralspite では Mn が著しく多いという一般的の傾向が実現されることがわかる。

一般に, basic な変成岩のなかの pyralspite は pelitic な変成岩のなかのそれよりも Ca が多い。また pelitic な変成岩だけについてみると, Mn の多いものは Ca も多い傾向がある<sup>1)</sup>。これらは, 第1表と第3表から明らかなように, 三波川変成岩においても成立している。

三波川変成作用が, 変成作用全体のなかで占める位置は, もつと higher-grade の pelitic rock の pyralspite をしらべないとよくわからない。Low grade においては, grade の僅かの変化によつて pyralspite の Mn の含有量が著しく変化するので, grade というものを, 現在よりも, もつと精密に規定できるようになるまでは, low grade の pyralspite はそのような目的には適しない。しかし第1図と比較してみれば, pyralspite variation diagram における三波川変成岩の pyralspite のカーブは, 御斎所-竹貫地方のpyralspite のカーブよりも低い位置にあることは明らかである。(私の用語法によれば, 三波川変成作用の方が, 御斎所-竹貫地方の変成作用よりも, より almandinous である<sup>2)</sup>)。これは, 三波川変成岩と御斎所-竹貫変成岩との間の, この他の鉱物学的な性質の違いとも, よく調和している。

1) A. Miyashiro : 前出, Tables 10-12.

2) A. Miyashiro : 前出, p. 193.

たとえば前者には cyanite が出現するが、後者には出現しないで、その代りに sillimanite や多分 andalusite が出現するというようなことは、恐らく同じ原因による変成作用の鉱物学的タイプの違いに基くのであろう。

### 数個の煌斑岩及び泥岩のオートラジオグラフ

Autoradiographic studies on some lamprophyre  
and mudstone

早瀬 一 (Ichikazu Hayase)\*

堤 得道 (Tokumichi Tsutsumi)\*

**Abstract:** The radioactive order of rocks, namely, of the lamprophyre dykes in Kitashirakawa granite, Kyoto City, and of the Tertiary mudstone<sup>1)</sup> common in Nachi District, Wakayama Prefecture was studied autoradiographically with ET nuclear emulsion: the average alpha track number per centimeter square was found per day  $7.28 \pm 0.34$  in the former and  $15.98 \pm 1.17$  in the latter; these two values were compared with those of some other rocks.

#### I. 緒言

岩石研磨面の  $\alpha$  放射能については、既に Evans により詳細な研究がなされている<sup>2)</sup>。筆者等は、フジ写真フィルム株式会社製 ET-2E を用いて測定した。測定の試料は Evans が比較的広い岩石研磨面を使用したのに対し、写真乾板による方法では、狭い岩石薄片を用いた。

但しこの方法は一般に相当長時間の露出を要する。酸性火成岩は塩基性のものに比し、著しく放射能物質に富むと言われており、研究が多いが、特殊な岩石については、これまでに測定されたものが少ない。こゝにあげた二種類の岩石は、岩石放射能的に興味あると考えられるものである。煌斑岩は花崗岩中にあり、有色鉱物が多いにも拘らず、アルカリ質であると言うこと、及び成因が花崗岩に密接な関係をもち、最近では煌斑岩中に少量のウラニウム鉱物が見られると言う報告<sup>3)</sup>から考えると、煌斑岩の放射

\* 京都大学理学部地歴教室

1) 松下進: 近畿地方, 1953.

2) R. D. Evans: Phys. Rev., 45, 29-37, 1934. 65, 216-227, 1944.

3) R. C. Emmons: Geol. Soc. Am. Mem., 52, Selected petrogenic relationships of plagioclase, 89-97, 1953.

能的研究は、花崗岩成因にも関連あるデータをもたらすことも期待出来る。一方泥岩に於ては、ウラニウム、トリウムが、堆積の条件に応じて、如何に沈澱するかの問題を含み、堆積岩中のこれら放射能性物質の分布は放射能重鉱物及び含ウラニウム、トリウム化学的沈澱物の挙動を示すであろう。

写真乾板によつて放射能を測定するに當り、問題となることは、岩石中に於ける放射能性物質の分布が如何であるかと云ふことで、この分布状態の如何によつて、測定の方法も考慮を要する。こゝにあげた両種の岩石は比較的均一に放射能性物質を含み、又微粒放射能鉱物で特に放射能の強度の強いものは少ない。構成する主要鉱物粒の大きさが比較的小さく、そのため放射能が花崗岩等に於けるより、より均一に分布していることが認められた。その結果研磨面上の  $\alpha$  放射能を面積的に測定することのみで略目的を達した。一部には  $\alpha$  トラツクの密集する微粒放射能鉱物或は又殆ど放射能のない主要鉱物中の放射能の問題が残つてゐるが、この方面については目下研究中である。

## II 測 定 法

岩石薄片はカバーガラスのかけてないものを用いた。先ず岩石薄片部より、はみ出したカナダバルサムを、安全かみそりの刃でおとし、更にアルコールで拭きとつた。これは長期間の露出ではカナダバルサムが粒子線乾板に對してカブリを起させるためである。

乾板と岩石薄片の密着した位置を与えるために乾板上に目印をつけた<sup>1)</sup>。露出は長時間を要するので湿気の少いN<sub>2</sub>ガスをつめた容器中で、約-7°Cの冷蔵庫中に保管した(第1図)。

かようにすることによつて、約3ヶ月の露出に對しても、 $\alpha$  トラツクの潜像の fading は起らない。検鏡は一点に集中した  $\alpha$  トラツクを読みとることが目的でなく、岩石研磨面上の一定面積から射出された  $\alpha$  トラツクの数を読みとることである。乾板現像後乾板上の二つの×印と岩石薄片の三隅のそれとを重ね合せ、乾板の裏側より墨にて岩石薄片部以外の部分を塗りつぶし、乾板上に於ける  $\alpha$  トラツク読みとり部分を明示した。この結果花崗岩等の場合に於ける如く、岩石薄片と乾板をグリセリンではり合せて、両者を共に検鏡する必要がない。乾板上の  $\alpha$  トラツクを読みとるには、約150乃至300倍で検鏡する。接眼鏡は、micro-meter-ocular を用いる方が便利で第1図の如き幅の部分のみに於て  $\alpha$  トラツクを数える。この幅は最長の  $\alpha$  トラツクの像よりも、広い幅の視野をもたねばならぬ。最長の  $\alpha$  トラツクは ET 2E 乾板では ThC' のそれで 54ミクロンでこれ以上の幅の視野を必要とする。 $\alpha$  トラツクの分布密度にもよるが、視野の幅は約 200ミクロンが適當である。平行線の方向と鏡台上の mechanical-stage の移動方向が一致する様に調節する。これによつて岩石薄

1) 早瀬一一：地質学雑誌，58，33-37，1952.

片より射出された $\alpha$ 粒子のトラツクをもつ乾板上を一定の幅で帯状に走査することが出来る。この様な帶状走査は標本の面積及び $\alpha$ トラツクの粗密に従い適當な間隔をおいて計数を重ねる。視野の中央(図の点線の部分)を基準として, mechanical-stage の動きをはかり, 測定面積を知る。線にかゝつた $\alpha$ トラツクは 1/2 に数えて, 単位面積に出来たトラツク数を出す。

岩石等の如く放射平衡に達していると考えられる固体より<sup>1)</sup>射出される $\alpha$ 粒子の数は, 露出時間に比例して増すから, 放射能の強弱により露出時間を加減し, 単位時間に単位面積より射出された $\alpha$ 粒子の数を以て比較する。一般に岩石の如き微弱な放射能をあらわすには, 研磨面 1cm<sup>2</sup> 当り 1 日に出来る $\alpha$ トラツク数を用いるがよい。この数を  $D_\alpha$  とすると,

$$D_\alpha = 86400 T_\alpha \text{ である。}$$

こゝに  $T_\alpha$  は毎秒 1cm<sup>2</sup> 当りの $\alpha$  放射能で, 放射能鉱物のオートラジオグラフで用いられる単位である<sup>2)</sup>。

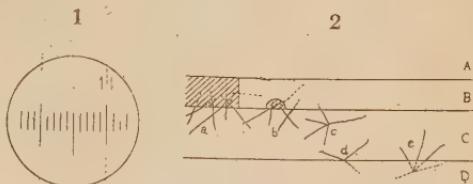
鏡下で $\alpha$ トラツクを面積的に計数するのに二方法があり, その一は固定式計数法で, これは接眼鏡に正方形の枠を取付け, 任意の場所の $\alpha$ トラツクを計数する。他は帶状移動式計数法でこゝでは専らこの方法に従つた。比較研究では同一の幅の視野で計数する必要がある。

### III ブランクトラツクの處理

エマルジョン中に現われる $\alpha$ トラツクの中には, 問題とする鉱物自体より出ているもの外に, 乾板の硝子及びエマルジョンの中にある放射性物質による所謂ブランクトラツクが含まれているので, 觀察に當つては, 次の様な点に留意して混同を避ける。まず, エマルジョン面の上線と下線とは, 鏡筒を上下すれば, 膜面上に附着する塵埃, かぶり等により識別され

- 1) 必ずしも全 U 系が平衡に達している必要はない。例えば Ra 以下が平衡状態にある場合でもよい。
- 2) Yagoda, H. : Radioactive measurement with nuclear emulsions, New York, John Willey, 1949.

第1図



1 : micrometer-ocular の幅と mechanical-stage の移動方向

2 : エマルジョン中の $\alpha$ トラツク模式図

A 岩石薄片台ガラス

B 岩石薄片 厚さ約 30 $\mu$

C エマルジョン 厚さ約 50 $\mu$

D 乾板ガラス

斜線部分は放射能鉱物

エマルジョン中の実線は $\alpha$ トラツクを示す。即ち潜像の出来る部分である。

点線であらわしたところは, エマルジョン外の $\alpha$ 粒子の通過部分を示す。

a,b 放射性鉱物及び岩石中より発するもの。

c エマルジョン中より発するもの。

d,e 乾板ガラス及び境界より発するもの。

るが、トラツクはこの両面の間に膜面と種々の角度で走っているわけである。

(1) 鉱物より発するトラツク  
(第1図a,b)

トラツクの一端が上縁の膜面上より発し、膜面の中に入っている。

(2) エマルジョンの内部より発するもの (図c)

単一のトラツクは、その起源が判りにくいが U, Th の場合、放射状のトラツクが、エルマンジョン中に出来るため、 $\alpha$  トラツクは岩石薄片及び乾板ガラスの両方面へ射出されていることが鏡下で識別出来、従つて岩石薄片中より出た $\alpha$  トラツクでないことが判る。

(3) 乾板ガラス中より発するもの (図d,e)

厚さ 50 ミクロンのエマルジョンでは、殆どすべてのものが乾板ガラスとエマルジョンの境から発し、エマルジョン中で終る。その結果 (1) の場合と逆に放射状にエマルジョンの中で終るのが普通である。更にこの乾板ガラス中よりのものもスターを作り易く、これは図中 e の如くなり載頭スター (superposed star) を形づくり、一見して乾板ガラス中よりのものとわかる。以上トラツクの識別につきのべたが一般にトラツクの始端部が直線的であるのに對し、末端は稍々太くなり曲る場合が多く、これはイオン化能が末端に強いと言う事実に關係あるものと思われる。

鏡下で $\alpha$  トラツクを計数する場合、上記のことを参考にすれば、岩石からの $\alpha$  トラツクのみを識別して数えることが出来る。本研究に於て以下述べる岩石放射能は、かようにして、プランクトラツクを除外した結果である。

#### IV 實例

表に示す如く二種類の岩石について測定した。煌斑岩は北白川花崗岩中のものであり、泥岩は那智町を中心とする第三紀層中に見られるものである<sup>1)</sup>。同一産地の同種岩石、又は同一標本の数枚の薄片について測定を繰返した。比較のため他の種類の岩石の結果を附け加えた (表参照)。

煌斑岩は暗緑色緻密な外觀を呈するが、鏡下で検すると、多量の塩基性斜長石が短冊状に配列し、場合によつて汚れが著しく緑泥石に変化しているものがある。角閃石は褐色種と緑色種とがあり前者は褐色～淡褐色の多色性があり後者は緑色～黄緑色

第1表 北白川煌斑岩

番号	採集地	露出日数	測定面積 (cm <sup>2</sup> )	全 $\alpha$ トラツク 数	$\alpha$ トラツク数 /cm <sup>2</sup> /d	備考
1	四明岳	85(日)	0.2497	124.5	5.9	
2	瓜生山	"	0.2802	166.5	7.0	
3	山中越その1	"	0.3420	176.0	6.1	小star 9
4	同上 その2	"	0.2035	119.0	6.9	小star 4
5	同上 その3	"	0.4250	277.0	7.7	小star 10
6	同上 その4	"	0.1680	83.5	5.9	小star 4
7	同上 その5	"	0.3515	276.0	9.2	
8	重石西方	"	0.4520	365.5	9.5	

平均値  $7.28 \pm 0.34$ 

第2表 那智泥岩

番号	採集地	露出日数	測定面積 (cm <sup>2</sup> )	全 $\alpha$ トラツク 数	$\alpha$ トラツク数 /cm <sup>2</sup> /d	備考
1	太地,森浦間その1	85(日)	0.1942	137.0	8.3	小star 2
2	奥番	"	0.4144	576.0	16.5	
3	下露その1	"	0.1038	221.0	25.0	
4	同上その2	"	0.1555	410.5	31.1	稍強い放射の中心あり
5	小節川	"	0.2608	322.5	14.6	強いstar2, zircon様鉱物
6	柄又峠	"	0.2999	368.0	14.5	
7	森浦	"	0.1947	198.5	12.0	
8	松根,奥番間	"	0.2688	481.0	21.1	
9	下田原北方	"	0.2680	286.5	12.6	
10	湯川	"	0.4280	444.0	12.2	
11	天満,金山間	"	0.3845	398.5	12.2	中star 2
12	湯川北方	"	0.1645	205.0	14.7	小star
13	太地,森浦間その2	"	0.1385	150.5	12.9	

平均値  $15.98 \pm 1.17$ 

第3表 比較例

産地	岩石名	放射能 /cm <sup>2</sup> /d
六甲山	流紋岩	$56.13 \pm 2.88$
平戸	両輝石安山岩	$7.56 \pm 0.87$
"	同上(斑晶少きもの)	$26.13 \pm 1.57$
丹後	両輝石安山岩	$5.60 \pm 1.35$
小白豆島	安山岩	$18.20 \pm 0.60$
白山	流紋岩	$51.75 \pm 4.15$

の弱い多色性を有する。これらの有色鉱物は分布が不均一で密集するところがある。No.6, 7, 8 では褐色のものが特に多く、No.3 では緑色種のみであり No.4, 5, 6 では両者共存している。

輝石は一般に少いが No.1, 2, 8 に見られ、淡緑乃至無色であつて比較的大形のものがある。

更に以上の有色鉱物が変化した緑泥石が多く、原鉱物の形を留めているものがある。

榍石の小粒は広く分布し、少量の磁鉄鉱もみられる。石英は殆ど認められないが No.2 では捕獲晶として細粒輝石によつて包まれている。更に間隙を埋める炭酸塩鉱物、細脈状に走る緑泥石がある。 $\alpha$ トラツクの集る部分をみると、概して弱いもののみで、特につきりした放射の中心となる鉱物を認めることが出来ない<sup>1)</sup>。

泥岩を鏡下でみると不規則で角ばつた石英粒及びこれを埋める淡い褐黒色泥状物質が大部分を占める。石英は No.1, 3, 5, 7, 13 では直径 100-200 ミクロンのものが多いが、他は細粒で 50 ミクロン以下のものである。次に少量の斜長石の破片があり、oligoclase-andesine である。その他緑泥石、炭酸塩鉱物が多い。No.12 では、幅 100 ミクロンの石英脈により縦横に貫かれ、その両縫には略同じ幅をもつた褐鉄鉱の脈が認められる。泥状物質は微細な粒の集りで、多くの鉄鉱らしい不透明鉱物が散在する。

$\alpha$ トラツクが放射状に密集する所をみると No. 5, 6, 12 には透明な zircon 様鉱物が認められるが、その他、No.6, 4 等に於ける放射能の中心は何れも不透明乃至黒色の二次鉱物である。

$\alpha$ トラツクが褐鉄鉱の部分に多いと云うことは認められなかつた。

斜長石の成分よりして、この堆積岩の源は酸性岩であろうと思われる。

## V 煙斑岩について U, Th の推定含有量

Bragg & Kleeman の式に従つて、北白川煙斑岩の分析値<sup>2)</sup>より permeability を計算し<sup>3)</sup> 5.63 を得た。

Keevil の結果により普通の岩石中の  $U/Th=1/3$  として

$$T_a = 8.45 \times 10^{-5} / \text{cm}^2/\text{sec} \text{ であるから}$$

$T_a = \psi (25.73U + 7.80Th)$  より  $U = 0.3055 \times 10^{-6} \text{g/g}$  を得た。  
従つて  $Th = 0.92 \times 10^{-6} \text{g/g}$  である。

なお浅山氏によれば、この地域のこの種の岩脈中の  $R_a$  含有量は 0.53

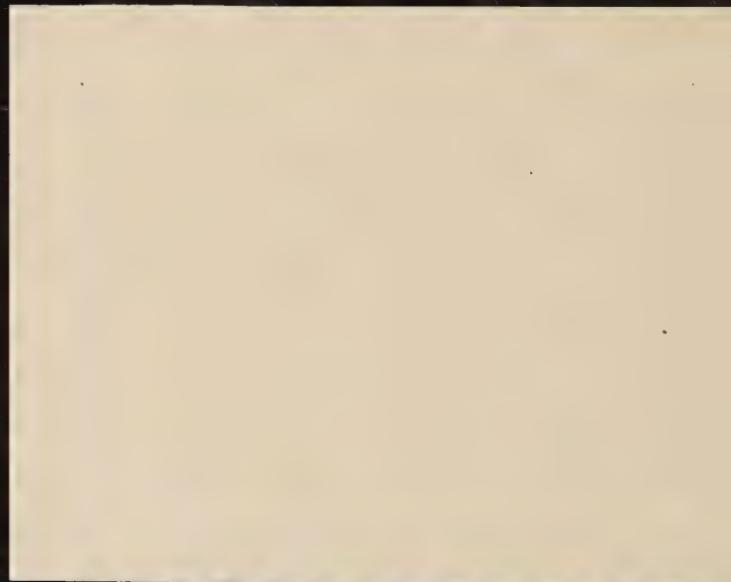
- 1) 河野義礼、岸田孝蔵：香川県白鳥木町附近の岩脈群を成す、スペツサルト岩及び文象斑岩に就て、岩礁, 23, 139-152, 昭 15.
- 2) T. Asayama : Mem. Fac. Ind. Arts. Kyoto. Tech. Univ. 3 (in press), The radium contents and the chemical composition of granitic rock in Japan, especially in the Tanakami-Mikumo and the Hiei Regions, Shiga and Kyoto Pref.
- 3)  $\psi = a\sqrt{wa} + b\sqrt{wb} + c\sqrt{wc} + \dots = \Sigma n\sqrt{WN}$ .

$\psi$ : permeability, a.b.c.: relative proportion by weight, W: atomic weight

## 正 誤 表

38卷6号207頁 Fig.3 (写真版) の説明番号  
が脱落しておりますので下記の通り挿入致しま  
す。

左 上	右 上
No.1	No.2
左 下	右 下
No.3	No.4



$\times 10^{-12} \text{g/g}$  となつており  $R_a = U \times 3.4 \times 10^{-7}$  より  $U$  を求めると 15.588  $\times 10^{-7} \text{g/g}$  となり、かなり隔りがある。この事実は筆者等の推察によれば、煌斑岩の如き風化変質の著しい岩石では放射平衡の破れている事を物語るものと考える。この点に関しては更に研究を進める予定である。

## VI 要 約

1. 煌斑岩及び泥岩の二種類の岩石について放射能を測定した。この程度のものは、12週間の露出が適當である。
2. 煌斑岩の平均  $\alpha$  トラック数は  $7.28 \pm 0.34/\text{cm}^2/\text{d}$  であつた。著しい放射能を示す微粒鉱物はなく、一般に放射能的には弱く、中性岩乃至塩基性岩にみられる程度のものである。
3. 泥岩の放射能は  $15.98 \pm 1.17$  であつて、中には zircon 様鉱物その他の微粒鉱物で相当強いものも認められた。これらの鉱物の特別の配列は認められなかつた。
4. 両者について放射性微鉱物の分布各一例を図示した。

本研究の機会及び種々の便宜を与えられた、春本教授並に E T 乾板を恵与されたフジ写真フィルム株式会社研究所長藤沢博士及び古関靖夫氏に深謝する。尙本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費及び服部奉公会研究補助金を使用した。

## 足尾銅山産錫石の反射顕微鏡的研究 (I) (黃錫錫及び斑銅錫)

Microscopic study for ore minerals from the Asio copper mine. (I) (Stannite and bornite)

山 江 德 載 (Noritosi Yamae)\*

## 緒 言

黃錫鉱は高取、大谷、尾平、入来、生野、足尾等の錫、タングステン、銅を産する氣成、深、浅成熱水鉱床中に見出される。

本邦産黃錫鉱の各種共生関係については渡辺武男教授<sup>1)</sup>により、又生野銅山産のものについては山口孝三氏<sup>2)</sup>により夫々詳細に研究されている。

\* 吉河鉱業足尾鉱山

1) 日本地質学会大会講演、昭 22, 26.

2) 山口孝三、岩礁、21, 22, 昭 14, 15.

足尾鉱山において黃錫鉱の発見されたのは終戦後本鉱山の主脈である新盛鉱の露頭近くに、中村威氏により錫石、鉄マンガン重石と共に見出されたものである。

大部分の黃錫鉱は新盛鉱の上部（上十五番坑以上）に限定されるが、ある種の黃錫鉱は横間歩鉱及び其の上、下盤近くの諸鉱、亜鉛河鹿等に於ても顕微鏡的に認める事が出来る。

黃錫鉱は、黃銅鉱、閃亜鉛鉱、四面銅鉱、黃鐵鉱、キューバ鉱等と固溶体を形成する事は実験<sup>1)</sup>や離溶構造<sup>2)</sup>から認められているが、微量の Cu, Zn, Ag, 等を不純物として混入する為多種の性質を異にするものが存在する。足尾鉱山に於ても共生鉱物の相異により、各種の黃錫鉱が認められる。

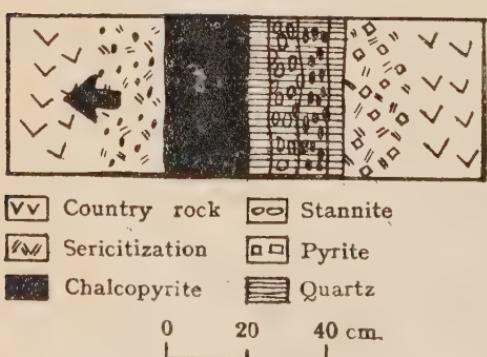
斑銅鉱は、黃銅鉱の表面に皮殼状に、二次的富化作用の結果生成されたもののみが知られていた<sup>3)</sup>が、最近筆者は初生的と思われる斑銅鉱を見出し其の産状を明にする事が出来た。今之等の鉱物の産状、共生関係について述べる。

### 産 状

黃錫鉱には、次の四種の産状が認められる。

- 1) 石英黃銅鉱脈（主脈）の下盤側の石英脈中に、鉱染状に存在する場合。（第1図）
- 2) 同上石英脈中に、斑銅鉱と共に存する場合。
- 3) 斑銅鉱と密に伴い、主脈となる場合。
- 4) 黃銅鉱脈中に不規則に存在する場合。

第1図 黃錫鉱の産状



1) は石英脈中の一定した帶に、10~5 糸の巾で鉱染状に存在するもので、この石英脈中には、鉄マンガン重石、錫石が共存する場合が多い。2) は 1) の黃錫鉱と共に、斑銅鉱がほぼ同量存在する場合である。3) の産状を示すものは、斑銅鉱と共に存し主脈となつてゐるが走向、傾斜何れの方向へも長く連続せず 5~10 米で黃銅鉱脈に移化する。以上 1) 2) 3) の産状を示す黃錫鉱は何れも新盛鉱上部

- 1) Ahlfeld, F., Neues Jahrb. f. Min., Beil, Bd. 68, Abt. A., 1934.
- 2) Schneiderhöhn, H. & Ramdohr, P., Lehrbuch der Erzmikroskopie. II. 1931.
- 3) このような試料を反射鏡下で観察した場合、二次富化鉱物として認められるものは、輝銅鉱、青色輝銅鉱、銅藍等であり、斑銅鉱は認められなかつた。

にのみ産出し、其の新鮮な破面は光輝ある黄褐色を呈し一見磁硫鉄鉱に似るが之より明らかに褐色味をおびる。4) の産状を示すものは、新盛鉢のみならず横間歩鉢、及び其の上、下盤の枝鉢をなす黄銅鉱中に不規則に存在する。黄銅鉱に比しやや暗褐色で、一見黄銅鉱の汚染したものと見誤られ易く、之は前記黄錫鉱とは明に区別しうるものである。

この他亞鉛河鹿、銀盛鉢等の亞鉛を多量に産する場所においても異つた黄錫鉱が存在するが、肉眼的に其の産状は明かでない。

### 反射顕微鏡的性質

1) **黄錫鉱** 鏡下における物理的性質及び化学的性質により次の如く分類した。

イ) 黄錫鉱 I. 反射光下にて橙褐色を示し、異方性極めて顕著で、粒状(黄→緑→青)の内部構造を示す。HNO<sub>3</sub>(1:1)により3~5分で中心部附近は暗褐色に汚染される。斑銅鉱と共生する事が特徴である。

ロ) 黄錫鉱 II. 斑銅鉱と極めて類似の反射色を示すが之よりやや褐色味をおびている。異方性極めて顕著で、黄錫鉱 I と類似の色調及び内部構造を示す。黄銅鉱中に不規則粒状に存在し、銀白色鉱物と共生する事が特徴である。試薬に対する反応は結晶面により著しく異り、NaCNにて褐変し、粒状の内部構造を現わす場合がある。HNO<sub>3</sub>(1:1)にて徐々に褐→暗青→黒変する。(ある面ではほとんど反応しない事がある) この種黄錫鉱は、産出が極めて稀である。

ハ) 黄錫鉱 III. 反射光下にて褐灰色を示し異方性は顕著であるが I 及び II に比すれば明かに劣り、HNO<sub>3</sub>(1:1)により、1~2分にて黒変する。普通に云われている黄錫鉱に属するものである。黄銅鉱とミルメカイト状に共生する事が特徴である。

ニ) 黄錫鉱 IV 反射光下にて黄錫鉱 III に似るも之より暗灰色をおび、閃亜鉛鉱に近い色を示す。異方性やや顕著(黄錫鉱IIIと同程度)である。HNO<sub>3</sub>(1:1)にても一部を除いて、大部のものはおかされない。閃亜鉛鉱と共生する事が特徴である。

2) **斑銅鉱** 斑銅鉱の色は、肉眼的にも、鏡下においても其の破面の新鮮度によつて変化する。新鮮なものは紫褐色の反射色を示す。異方性は明かでない。試薬に対する反応は第1表のよう、FeCl<sub>3</sub>, NaCN(稀薄液)<sup>1)</sup>, HNO<sub>3</sub>(1:1)で何れもレンガ状の腐蝕劈開様の黒線が現われ、内部は徐々に黒変し、HNO<sub>3</sub>では直に起泡する。今被面の鮮度及び共生関係から次の二種に分類した。

イ) 斑銅鉱 I. 反射色は紫褐色を示し、その研磨面を数日放置するも著しい変化が見られない。黄錫鉱 I と密に共生し、二次富化硫化鉱物による交代現象は極めて僅かである。

ロ) 斑銅鉱 II 反射色は I に比しやや紫色をおび研磨面が短時間で変色する。黄錫鉱 I を少量、粒状に包裹するが I に比し僅かである。二次富化硫化鉱物の交代作用著しく、又微細な格子状、空泡状等の離溶状黄銅鉱が多量存在する。

1) 20%溶液では直に黒変する。

第1表 反射顕微鏡下に於ける諸性質

	物理的性質		化学的性質(試薬反応)						特徴	
	反射色	異方性	研磨度	HNO <sub>3</sub> (1:1)	HCl (1:1)	NaCN (20%)	FeCl <sub>3</sub> (20%)	NaOH (40%)	HgCl <sub>2</sub> (5%)	
黄錫鉱 I	橙褐色	顕著 内部構造明瞭	黄銅鉱 と同等	(-) 局部的に褐黒変	-	-	-	-	-	常に斑銅鉱 I と共生
黄錫鉱 II	褐色	同上	同上	徐々に 黒変	-	(+) 一部粒状構造を現す	-	-	-	黄銅鉱中に銀白色鉱物と共生
黄錫鉱 III	褐灰色	顕著	同上	褐→黒変	-	-	-	-	-	黄銅鉱と myrmekite 構造をなす
黄錫鉱 IV	黒灰色	やや顕著	同上	局部的に褐変	-	-	-	-	-	常に閃亜鉛鉱中に存する黄錫鉱中又は其の周辺に存在
斑銅鉱 I	紅褐色	不明	黄銅鉱 よりや や低い 泡淡褐色	+(+) 直に起 る	-	+(+) 直に黒 変	+僅 か褐変 レンガ 状構造	-	-	常に黄錫鉱 I と共生 斑銅鉱 II に比し研磨面変色しにくく
斑銅鉱 II	褐紫色	同上	同上	同上	-	同上	同上	-	-	斑銅鉱 I に比し二次富化作用著しく微細な離溶状黄銅鉱を含む
青灰色鉱物	青灰色	同上	黄銅鉱 と同等	-	-	-	-	-	-	黄錫鉱 I 中に包裏される硫砒鉄鉱の周辺に reaction rim として存在
銀白色鉱物	銀白色	明瞭	黄銅鉱 より低い	+(+) 徐々に 黒変	-	+(+) 一部晴 灰	-	-	-	黄銅鉱中に黄錫鉱 II と共に粒状共生

+positive (+)weakly -negative

## 共生関係

1) 黄錫鉱 イ) 黄錫鉱 I. (orange stannite) 常に斑銅鉱を伴うのが特徴である。最も多く見られる形は、斑銅鉱 I 中に第2図のように、0.5~0.1耗位の粒状をなし存在するものである。まれに斑銅鉱近くの塊状黄銅鉱中、又は之等両者にまたがつて存在する。又比較的大型のものが斑銅鉱と相互境界をもつて接する場合があり、この時には境界近くの斑銅鉱中に存在する黄錫鉱は円滑な小粒状を示すが、黄錫鉱中に存在する斑銅鉱は交代残形を示すような不規則小粒状となつてゐる。このように比較的大型の黄錫鉱中には斑銅鉱を包裏する場合があるが、黄銅鉱を包裏する事はない。斑銅鉱中に粒状、又は「島状」に黄銅鉱が包裏されている場合、黄錫鉱は第3,4図のように選択的に黄銅鉱中に含まれている。石英脈石中に散点状に存在する試料では、斑銅鉱はあまり認められないが、第5図のような明かに交代残形と思われる不規則塊状、粒状を示す錫石や板状の鉄マンガン重石が共生し後者の板状面には、錫石や黄錫鉱が花瓣状<sup>1)</sup>に着生する。

1) 之は明延、生野等において最も代表的な共生関係である。

黄錫鉱中には、明かに之に交代されたと思われる不規則粒状を示す硫砒鉄鉱が包裏される場合があり、その場合周辺は反応縁状の青灰色鉱物が生成されている。この鉱物は第1表の如く、異方性はほとんど認められず、各種試薬にもおかされない。おそらく硫砒鉄鉱と黄錫鉱との反応により黝砒銅鉱 (tennantite) のような鉱物が生成されたものと思われる<sup>1)</sup>。

ロ) 黄錫鉱 II (brown stannite) この種黄錫鉱は、鏡下にのみ認められる<sup>2)</sup>。黄錫鉱 I と異り、斑銅鉱を伴わず、0.2~0.01 精位の粒状又は亜文象状で黄銅鉱に包裏される (第6図)。之と密に共生する銀白色の特徴的な鉱物があり、第1表に示す性質を有し、0.1~0.02 精位の滴状、棒状となり、黄錫鉱 II と着生し又は之を横切り、或は黄銅鉱中に包裏される<sup>3)</sup>。

錫石、鉄マンガン重石は共生しない。

ハ) 黄錫鉱 III (normal stannite) この種黄錫鉱は、大塊として存在する事は少ないが、散点状に其の分布は広範囲に亘っている。斑銅鉱を伴わず常に黄錫鉱中に小塊状又は粒状として存在するが、その内部は黄銅鉱が不規則に入組み第7図の如く、典型的な文象構造を示している。時には交代残形を示す不規則粒状の錫石が包裏される場合があり、又交代初期を思わず錫石周辺に反応縁状の黄錫鉱の生成が認められる。

ニ) 黄錫鉱 IV (grey stannite) 特徴的な共生鉱物は閃亜鉛鉱であり、其の産地も亜鉛河底、銀盛鍵等の銅を含む亜鉛鉱<sup>4)</sup>中に限られている。この種黄錫鉱は、閃亜鉛鉱中に「島状」又は粒状に包裏される黄銅鉱を交代して存在し、附近に黄銅鉱の認められないような場所、即ち閃亜鉛鉱のみの所では、ほとんど存在しない。多く見られる形は、第8図のようにヒモ状、虫状、コケ状、環礁状、不規則粒状等であり、次で第9図のような不規則塊状、亜文象状共生をなす。又黄錫鉱と共に、0.02 精位の懸滴状構造を示す場合がある。閃亜鉛鉱、黄銅鉱の他、少量の磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱が共生する。

以上述べた各種黄錫鉱中では、「I」が最も多量に認められ、「III」「IV」「II」の順に減少する。

2) 斑銅鉱 イ) 斑銅鉱 I 例外なく黄錫鉱 I を随伴する。(共生関係は黄錫鉱 I 参照)。黄銅鉱と相互境界又は不規則塊状で共生し、前者の場合其の境界は凹凸の不規則な形を示し、附近の黄銅鉱中に包裏される斑銅鉱は、出入の著しい不規則粒状を示すが、逆に斑銅鉱中に包裏される黄銅鉱は比較的円滑な粒状を示している。(前述の黄錫鉱 I と斑銅鉱の共生構造にも之と同じ関係が見られる)このような関係は斑銅鉱が黄銅鉱により交代された形と考えられるが、第10図のように斑銅鉱中に存在する「島状」黄銅鉱が虫喰状に交代され、或る部分では不規則な交代残形を示す様が見

- 1) 硫砒鉄鉱は同じ形で斑銅鉱中にも包裏される場合があり、この時も同様の鉱物が反応縁状に生成される。又附近に同様の鉱物が小粒状、棒状、針状をなし存在する (この場合中心部には硫砒鉄鉱は認められない)。
- 2) 新盛鍵上十七番坑にて採取。
- 3) bismuthinite に極似する。
- 4) 当鉱床産閃亜鉛鉱中には Fe が多量に含まれ、鐵閃亜鉛鉱に属するものである。

られる。このように一方では斑銅鉱を交代し、他方では交代される事は、黄銅鉱の生成時期の一区間に、局部的に、Cu成分の増加があり、短期間に斑銅鉱の生成がおこなわれたものと思われる。

斑銅鉱中には父格子状、棒状、レンズ状、芋状等の離溶状黄銅鉱が認められる<sup>1)</sup> (第11, 12, 13図)。

黄錫鉱Iの共生関係に述べた如く、斑銅鉱中にも、不規則粒状の硫砒鉄鉱を包裏し、其周辺は反応縁状に黝砒銅鉱のような鉱物が生成されているが父、附近に同じ鉱物が針状、滴状として散点する (このような形は、黄錫鉱I<sup>2)</sup>中には見られない)

斑銅鉱I中には、IIに比して比較的大形の銅藍 (又は青色輝銅鉱) が脈状に貫入交代しているが黄銅鉱、黄錫鉱中では、直に細化するか、ほとんど交代作用がおこなわれていない。

ロ) 斑銅鉱II 小粒状の黄錫鉱を包裏しているが「I」に比して極めて少量である。

著しい特徴は、微細な黄銅鉱が斑銅鉱の粒間にそつて、空泡状を示し更にそれより小針状、微細格子状黄銅鉱<sup>2)</sup>が派生している。 (之等黄銅鉱は極めて微細で、高倍率によりはじめて認められる)

二次富化作用を著しく受け、富化鉱物としては青色輝銅鉱<sup>3)</sup>を主とし、 (斑銅鉱Iの場合は銅藍が主であった) 銅藍が従である。

### 黄錫鉱Iの化學試験

各種黄錫鉱中「I」が最も多量にまとまって産し、分析試料採取には最も都合が良いのでこの鉱物を分析対象とした。

共生関係の項で述べたように、之は斑銅鉱と密に伴つてるので完全な試料を得る事は困難である。試料を粉碎し、ルーベにて注意深く選別した試料について分析した結果は、Cu 44.61%, Fe 12.01%, Sn 11.03%, Zn 0.14%, S 27.45%, SiO<sub>2</sub> 4.44% であった<sup>4)</sup>。このように、相当注意深く選別しても重量比にしてほぼ同量の斑銅鉱が混在している事がわかる。

鏡下において、黄錫鉱Iの部分のみ針にて微量採取し、HNO<sub>3</sub>(1:1)に分解、HCl酸性とし CsClの微粉を加えると、第14図のような 0.06~0.02耗の無色、屈折率の高い八面体結晶が生成される。これは Sn成分が塩酸溶液により錯化合物 H<sub>2</sub>SnCl<sub>6</sub>を生成し、更に其の H が CsCl に置換され Cs<sub>2</sub>SnCl<sub>6</sub>の結晶を生成したものと思われる。

### 黄錫鉱I及びIVの成因的考察

足尾産黄錫鉱は四種に分類出来るが、「I」「IV」は最も特徴的であり、他に比し

- 1) このような共生構造を示す事は斑銅鉱が初生的であるという最も良いうらづけであろう。
- 2) 極めてまれに、斑銅鉱I中に見られるものと同大の場合がある。
- 3) 之については別の機会に発表する予定。
- 4) 分析試料を固結し、鏡検の結果、多量の斑銅鉱及び微量の黄銅鉱が混在する。然し錫石は認められない。 (分析は足尾鉱業所分析課による)

第2図



第3図



第4図



第5図



第6図



第7図



第8図



第9図



第10図



第12図



第14図

Fig.6. Sub-graphic intergrowth of stannite II (dark grey) and chalcopyrite (white)  $\times 70$ .Fig.7. Myrmekitic intergrowth of stannite III (dark grey) and chalcopyrite (light grey).  $\times 60$ .Fig.8. Stannite IV (light grey) shown core or attol texture in sphalerite (dark grey)  $\times 60$ .Fig.9. Stannite IV (light grey) shown irregular mass in sphalerite (dark grey)  $\times 55$ .Fig.10. Replacing remnant of chalcopyrite (white) in bornite (dark grey)  $\times 60$ .Fig.11,12,13. Ex-solution texture of chalcopyrite (white) in bornite (dark grey)  $\times 60$ .Fig.14. Microchemical test for tin. Tin cesium chloride crystals  $\times 65$ .

第11図



第13図

Fig.2. Granular stannite I (white) inclusions in bornite (black)  $\times 50$  etched with NaCN.Fig.3,4. Intergrowth of chalcopyrite (white) and stannite I (grey) in bornite (black)  $\times 60$ . etched with NaCN.Fig.5. Replacing remnants of cassiterite (grey) in stannite I (white)  $\times 60$ .

多量に存在する。

Ramdohr<sup>1)</sup>は黄錫鉱の別種として四つをあげている。[I] は Cu の供給路附近に存在するもので、一般的なものに比し、やや Cu 成分が多くなり、 $Cu_3Fe_2SnS_6$ <sup>2)</sup> に近いものと仮想している。この鉱物は褐紅色を呈し、異方性極めて著しい。[II] としてあげているものは、例外的なものを除き、ほとんど等方性で、閃亜鉛鉱に類似する反射色を示し、X 線試験によつても、独立した鉱物としての結果は得られず、恐らく室温迄ほとんど変化しない或る種の混合物を有する鉱物とされている。[III] 及び [IV] は Bolivia の銀錫鉱山においてのみ産するもので、多くの銀鉱物と共生し、Ag 成分が一部の Cu と置換したものと考えている。

今本鉱山産のものについてみると St. I は常に斑銅鉱と共に共生している。この事は、相当 Cu に豊富な環境で生成又は存在した事がわかる。又反射鏡下の諸性質は前述 [I] に極めて類似している。St. I を鏡下で厳密に観察すると、不均質部が認められる。即ち橙褐色中にまだらなやや灰黒色部分が存在し、この部分は、包裏された錫石の周辺部や中心部に多く認められ、異方性や試薬 ( $HNO_3$ ) に対する反応度が、St. III に極めて類似する。

以上のような事から類推し、St. I は St. III が逐次 Cu の供給をうけ、Fe を置換し漸次 [I] に近い鉱物となつたものと思われる。

褐色を呈する黄錫鉱については、即ち 1927 年 Ahlfeld により報告されている。彼によれば Vila Apachita 産の褐色黄錫鉱中には亜鉛を含有し (閃亜鉛鉱中の Zn と Fe が置換したもの) その為褐色に汚染したものだと述べている。然し上述分析値中の Zn 含量は、極めて低く、Danna<sup>3)</sup> 中のものよりも著しく微量である。即ち St. I は Zn の混入による変種だとは考えられない。

St. II は、反射鏡下の諸性質は [I] に似るが常に黄銅鉱に包裏され、St. I に比し、Cu の供給が不充分な環境に存在している事が判るが産出がまれで、微量の為詳細は不明である<sup>4)</sup>。

St. IV に閃亜鉛鉱を主体とする地区にのみ産する。然し閃亜鉛鉱のみで黄銅鉱が共生しないような場所では存在しない。反射鏡下の諸性質は閃亜鉛鉱と類似し、黄銅鉱のみならず、閃亜鉛鉱とも生成に密接な関係があるように思われる。即ち、やや Zn に富んだ黄錫鉱の感がある。恐らく、鉱化作用の初期 Zn, Cu の供給により、閃亜鉛鉱及び黄銅鉱の生成がおこなわれた。其後も Zn の供給が続き、其の一部の時期に Sn 及び少量の Cu 成分が供給され、黄銅鉱及び一部閃亜鉛鉱を交代し、黄錫鉱の生成となつた。Zn の供給は引続いて行われ、閃亜鉛鉱は黄銅鉱及び、一部黄錫鉱を交代すると共に、黄錫鉱中の Fe を置換し、現在のようなものに変化せしめたものであろう。

1) P. Ramdohr: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen, 1950.

2) 一般的の黄錫鉱の化学式は  $Cu_2FeSnS_4$  であるので、之に 1 分子の黄銅鉱成分の加わつたもの。

3) Dana; System of Mineralogy.

4) St. III 附近にのみ先述の銀白色鉱物が存在する事は両者が成因的になんらかの関係があるものと思われる。

## 要 約

足尾鉱山産黃錫鉱及び斑銅鉱の産状を述べ共生関係を説明した。

黃錫鉱は共生関係及び鏡下の性質により四種に分類し、夫々の性質及び共生関係を述べ、其の成因について、検討した。

斑銅鉱も同じ理由で、二種に分類し、共生関係、及び特徴を述べた。

研究にあたり、種々の便宜を与えた足尾鉱業所地質課長 草薙忠明氏に、又文献其他に御援助を頂いた東北大学芦木浅彦助教授に深く感謝の意を表する。

## 束稻アダメロ岩岩体の岩石學的研究

Petrological study of the Tabashine adamellite mass.

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)\*

**Abstract :** The Tabashine adamellite mass intruded into the black slates, conglomerates of the Toyoma series and basic volcanics probably of Cretaceous. As the results the country rocks have been metamorphosed into various kinds of hornfels. From the mode of occurrence and petrographical feature, this mass can be divided to the following four rock types ; Tabashine, Aikawa, Tōgaku and Kuromori types.

Tabashine type is chiefly adamellite. Aikawa and Togaku types are granodiorite. Kuromori is quartz diorite.

All but Kuromori type have dark inclusions, which are similar to the Kuromori type in petrographical properties. All rock types have nearly same essential constituent minerals, i. e., plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, hornblende, and augite and/or hypersthene.

Most of plagioclases are oligoclase, and orthoclases are perthitic.  $\gamma$  of biotite vary from 1.645 to 1.660.

Some consideration on the petrogenesis is given. The hybrid phenomena between the granitic magma and the diabasic rock of this area have been studied by Yamada (1939). Contrary to his argument, it is to be noted that the effect of such hybridization on the basification of granitic rock is less significant than that between granitic magma and basic rock (probably two pyroxene gabbroic rock) at a deeper zone of the crust. This original granitic magma may be adamellite in composition. Kuromori

\* 東北大学理学部岩石礦物礦床学教室

type and dark inclusion may be the products of such phenomenon, and granodiorites as Aikawa and Togaku type may have been resulted when hybridization proceeded further. When compared with the Orikabe and Hirota masses to the east, they have closely similar geological situation and petrographical properties to the Tabashine mass.

### 1 緒 言

南部北上山地には多くの酸性深成岩が分布している。その大部分は千鷹石英閃緑岩や竹駒花崗閃緑岩などの様に、南北に伸びた産状を示している。石英モンゾニ岩～アダメロ岩は、これ等とちがつて、比較的小さく岩株状に、折壁、広田および東稻地方に分布している。この様なカリ長石に比較的富んだ酸性深成岩類を岩石学的に調べる為に、そのうちの東稻岩体について、主に顕微鏡的に研究を進めてきた。問題点としては、1) 北上山地の酸性深成岩の中では、やゝ特異な岩相を示しているこれ等の石英モンゾニ岩～アダメロ岩の成因。2) この岩体の基性化作用と基性火山岩との関係（山田久夫は混成作用を重視している）。3) これ等岩体の北上山地深成岩活動に於ける位置などが挙げられる。なお金華山の花崗岩類も、アダメロ岩～花崗閃緑岩質であるが、これはむしろ岩質、産状などから、阿武隈山地の第三期酸性侵入岩塊との親近性が考えられる。

### 2 東稻山附近の地質<sup>1)2)</sup>とくに周囲の変成岩について（第1図）

岩体の南側および東側には、二疊紀の登米統が分布し、黒色粘板岩を主としているが、そのほか薄衣礫岩を挟んでいる。北側には、山毛櫟峰火山岩が分布している。その噴出時代は明らかでないが、白堊紀で、新月火山岩などと同時代ではないかと思われる。変質した安山岩ないし輝緑岩質の岩石で、峠附近では角礫質となつていて、西縁は第三紀<sup>3)</sup>（油島介<sup>4)</sup>に覆われている。主岩体のほかに、その侵入に伴つた小脈岩類（石英斑岩、花崗斑岩、角閃玢岩、閃綠玢岩など）が、周囲の登米統の粘板岩の走向とほぼ平行に排列している。なお観音山附近には、主岩体侵入前の玢岩類も認められる。

東稻岩体と周囲の粘板岩や火山岩との接觸部には、種々の熱変成岩がみいだされる。これらは源岩の種類によつて、興味ある変成岩となつていて。山頂附近の接觸輝緑岩については、すでに山田久夫<sup>4)</sup>による詳細な研究が

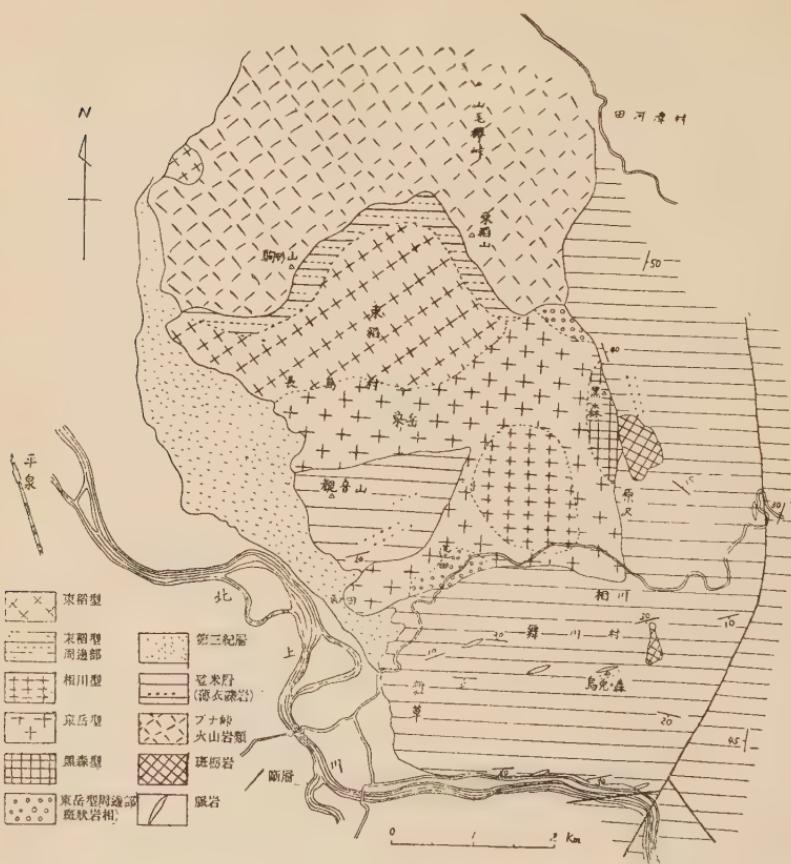
1) 野田光雄：北上山地西部長坂附近の地質学的研究、地質雑誌、41、431～456、1934.

2) 橋行一：北上山地長坂地域の鳶ヶ森層群に就いて、地質雑誌、58、353～360、1952.

3) 松野久也：一闕附近の地質に就いて、東北大地質占生物卒論、1948.

4) 山田久夫：岩手県東稻地方の接觸輝緑岩、地質雑誌、46、211～219、1940.

### 第1図 束 稲 地 方 地 質 図



あり、観音山附近の気成交代作用を伴つた特殊の変成岩については、渡辺万次郎、八木健三<sup>11)</sup>の報告がある。観音山の岩塊は束縛岩体中にルーフペンドント状に産し、ほとんど全部が熱変成および気成交代作用を受けている。山頂の北側は、凝灰岩、凝灰質砂岩および脈岩を源岩とするものが多く、角閃石—斜長石ホルンフェルス、角閃石—黒雲母—斜長石—ホルンフェルスとなつてゐるが、変状斑晶として、斜長石、角閃石を残している。また

1) 渡辺萬次郎, 八木健三: 一関東方観音山附近の斧石角閃石質變成岩, 岩磁, 33, 128, 1949.

M. Watanabe & K. Yagi ; Paragenesis of axinite and hostingsitic hornblende from Kannon-yama, Iwate Prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohoku, Univ. Ser. III, Vol. IV, 157~169, 1953.

電気石を含むものもみられる。このやゝ南側には、砂岩、粘板岩、礫岩源のものが多く、黒雲母一斜長石一石英ホルフェルス、透輝石一斜長石ホルンフェルス、角閃石一黒雲母一斜長石ホルンフェルスを生じている。これらに挟れてヘスチングス石質角閃石一斧石岩を産する。中貝山附近では、黒雲母ホルンフェルス、点紋粘板岩からなる狭い帶状部を生じ、また黒森北部でも、透輝石一斜長石ホルンフェルス、黒雲母ホルンフェルスなどを生じている。観音山の東南の白山には、小規模の接触鉱床を伴い、磁鉄鉱、磁硫鉄鉱などの鉱石および柘榴石、緑簾石などのスカルンを産する。

### 3 東滔岩体の岩石學的性質

#### I 容量比について (第1表)

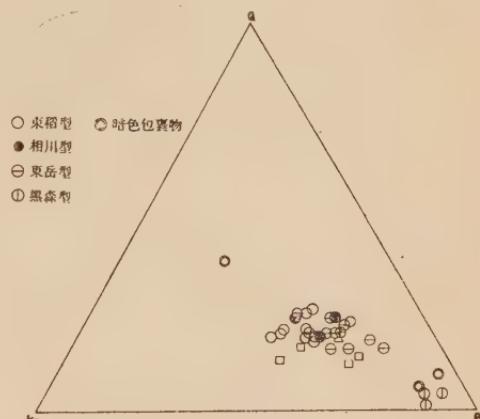
a サリツク鉱物容量比 (Q-KF-PL ダイアグラム) 測定した結果<sup>1)</sup> を石英 (Q), カリ長石 (KF), 斜長石 (PL) を頂点とする三角座標に投影した (第2図)。それらの点は Johannsn の分類<sup>2)</sup> (Class 2 の order 2 図) によると、大部分が花崗閃緑岩の領域に落ち、細分すると、東滔型の大部分はアダメロ岩に、相川型は一箇がアダメロ岩に落ちる。相川型の残りおよび東岳型の全部が花崗閃緑岩 (Johannsen の monzon-tonalite) に相当する。一部のものはカリ長石、石英が少く、seyen-nodiorite, diorite のフールド

1) 測定は Chayes による point counter を用い、縦 0.3mm, 横 0.25mm の間隔に移動し、1800 ～ 2000 点を数えた。上の様にして求めた容積比より重量比を計算した。

Chayes, F.; A simple point counter for thin section analysis. Am. Min., Vol. 34, 1～11, 1949.

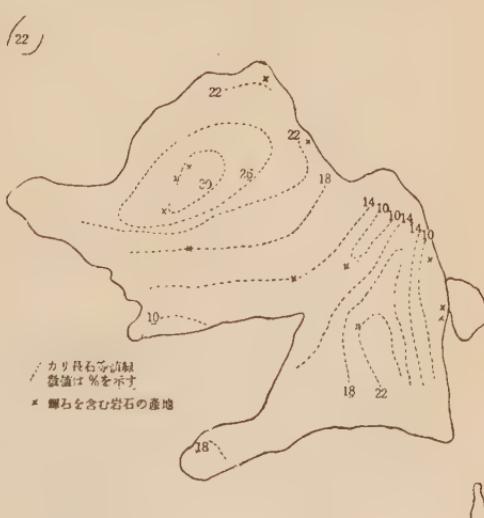
2) Johannsen, A.; Petrography Vol. I, Vol. II, 1932.

第2図 (1) Q-KF-PL ダイアグラム



Q: 石英, KF: カリ長石, PL: 斜長石  
折壁等他岩体の符号は第4図と同じ

第3図 カリ長石量等値線図



第1表 東稻岩体の構成鉱物容量比

No.	石英	カリ長石	斜長石	角閃石	黒雲母	輝石	其他	全サリツクツク	全マフィ
18	18.6	27.7	38.9	1.0	7.4	4.7	1.7	85.2	14.8
19	16.7	29.8	40.3	1.9	5.4	3.6	2.3	86.8	13.2
20	16.3	31.5	37.4	5.6	4.5	1.1	3.9	85.2	14.8
15	22.9	23.4	43.8	—	7.0	—	2.9	90.1	9.9
14	16.7	23.0	41.4	6.2	8.8	—	3.9	81.1	18.9
13	16.1	22.0	42.0	8.7	5.9	—	5.1	80.3	19.7
8	21.1	19.0	48.5	2.3	7.5	—	1.6	88.6	11.4
10	16.0	22.3	44.9	9.0	5.9	—	2.2	82.9	17.1
11	14.5	22.2	43.5	8.7	9.2	0.6	0.8	80.2	19.8
12	15.9	23.2	42.3	5.9	7.6	2.4	2.7	81.4	18.6
16	19.1	22.9	37.9	7.5	7.6	—	4.7	79.9	20.1
9	15.3	21.7	44.9	5.1	6.5	3.3	3.2	81.9	18.1
6	20.7	17.4	48.3	4.7	6.6	—	2.3	86.4	13.9
2	12.0	9.9	53.3	12.6	11.8	—	0.4	75.2	24.8
3	18.9	13.7	49.9	16.7	6.9	1.7	2.2	72.5	27.5
4	12.3	15.6	47.0	11.6	10.3	—	3.2	74.9	25.1
5	16.4	17.9	48.0	8.7	6.7	—	2.3	82.3	17.7
7	17.9	18.0	52.7	5.2	4.4	—	1.8	88.6	11.4
17	21.9	24.8	41.5	3.6	7.7	—	0.5	88.2	11.8
21	14.7	12.4	54.4	7.8	7.8	0.7	2.2	81.5	18.5
22	16.2	18.5	43.8	11.2	11.2	4.5	2.7	78.5	21.5
1	2.8	3.7	56.9	12.9	11.9	4.7	4.1	66.4	33.6
1'	0.6	7.1	59.0	1.0	12.4	16.6	3.3	66.7	33.2
1''	2.6	6.9	57.3	7.5	11.9	12.1	1.7	66.8	33.3
43	4.0	7.2	60.2	—	17.5	10.8	0.3	71.4	28.6
44	8.7	—	64.1	12.9	12.3	—	2.0	72.8	27.2
42	32.9	36.2	28.1	0.7	2.1	—	—	97.2	2.8

に落ちるが、これらは黒森型および暗色包裏物である。優白質脈状岩は花崗岩に相当する。

b カリ長石量等値線図（第3図） カリ長石の岩体内における量の変化をみるために、カリ長石の量の等しい点を4%間隔に結び等値線図を作つた。その結果、東稻附近および相川附近が高い値を示し、それらの中間では、等値線はほゞ東西方向に平行になつてゐる。

c 構成鉱物の容量化 (MF-PL-Q+KE ダイアグラム) (第4図) 分散はほゞ直線的で、有色鉱物の量の増減に対応して斜長石も増減している。なほ暗色包裏物は

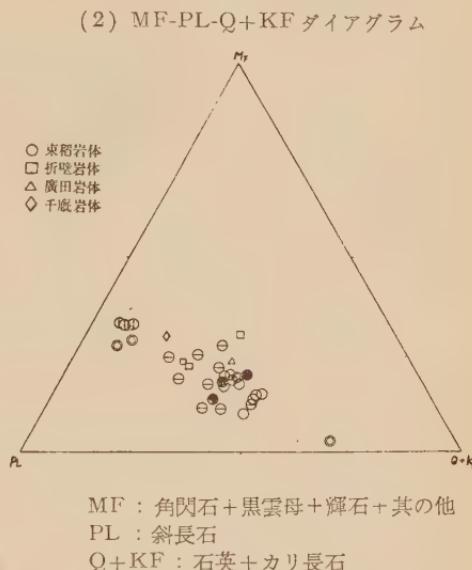
黒森型に近い位置に投影される。

この様な容量比、産状、および岩石の顕微鏡的観察(後述)などから、東稻岩体は、東稻型、相川型、東岳型および黒森型の各岩型に細分される。さらに各岩型内でも、中心部と周辺では有色鉱物の量、石理などにやゝ変化がみられる。大平山、蓬田附近には花崗斑岩を産する。

## II 主要岩型の顕微鏡的観察

a. 東稻型 黒白色細粒ないし中粒で、アダメロ岩ないし花崗閃緑岩質である。斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、角閃石および輝石を主成分とし、磁鉄鉱、鱗灰石、榍石を副成分とする。斜長石はおゝむね自形で累帯構造が著しく、カリ長石と接する部分には、曹長石の rim がある。この rim の巾は同一岩型内でも、中心部のものにやゝ広く発達する。カリ長石は斜長石の間を壊め、perthite 質で、細長い曹長石のすじはおゝ一定の方向 [(010) 脊開線に直交] に並んでいるが、不規則なものもある。

周辺部では粒が小さく、石英と共に graphic な intergrowth をしている。普通輝石と紫蘇輝石の両方を含むものもあるが、一方だけのもの、また全然含まないものもある。普通輝石は自形に近いものもまれにみられるが、おゝむね半自形ないし他形である。小片状の黒雲母および磁鉄鉱を周囲



MF : 角閃石 + 黒雲母 + 輝石 + 其の他

PL : 斜長石

Q+KF : 石英 + カリ長石

第5図

第6図



線5図 東稻型中の単斜輝石と紫蘇輝石の共生  
Au: 普通輝石, Hy: 紫蘇輝石, B: 黒雲母

第6図 相川型中の普通輝石、黒雲母と磁鉄鉱の共生  
(平行に排列したチタン磁鉄鉱を含む)

P: 普通輝石, B: 黒雲母, A: 鱗灰石

に伴うか、または包裏し、周囲には淡緑色の角閃石を生じているものが多い。逆に角閃石の内部に僅かに普通輝石が残存しているようなものもみられる。紫蘇輝石は普通輝石にとりかこまれる場合が多く(第5図)、他形で量は少い。紫蘇輝石にも角閃石の rim をもつものがある。黒雲母は片状褐色で、集合状のものもある。とくに周辺部には微細な片状結晶が集合している

## 第

## 2

岩型 (標本番号) 岩相	色指数	斜長石		黒雲母
		屈折率 $\left\{ \frac{n_1}{n_2} \right\}$	An %	屈折率 $\gamma$ 多色性
東稻型 中心部 (18) (アダメロ岩)	17	$n_1 = 1.543$ $\left\{ \frac{n_1'}{n_2'} = 1.552$ $n_2' = 1.557 \right\}$	28 46 43	$\gamma = 1.648$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{array} \right.$
相川型 (9) 中心部 (花崗閃綠岩)	22	$n_1 = 1.544$ $\left\{ \frac{n_1'}{n_2'} = 1.554$ $n_2' = 1.558 \right\}$	32 50 48	$\gamma = 1.957$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡黃褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{array} \right.$
東岳型 (3) (花崗閃綠岩)	38	$n_1 = 1.542$ $\left\{ \frac{n_1'}{n_2'} = 1.549$ $n_2' = 1.558 \right\}$	28 42 46	$\gamma = 1.644$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{array} \right.$
東岳型 (7) (花崗閃綠岩)	18	$n_1 = 1.543$ $\left\{ \frac{n_1'}{n_2'} = 1.549$ $n_2' = 1.556 \right\}$	30 42 43	$\gamma = 1.652$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{array} \right.$
黒森型 (1) (石英閃綠岩)	50	$n_1 = 1.548$ $n_2' = 1.559$	38 49	$\gamma = 1.661$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{帶淡褐} \\ Z : \text{濃褐} \end{array} \right.$
東稻型 周辺部		$n_1 = 1.544$ $\left\{ \frac{n_1'}{n_2'} = 1.554$ $n_2' = 1.559 \right\}$	32 49 49	$\gamma = 1.656$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{褐} \end{array} \right.$
暗色包裹物 (43) 東稻型	40	$n_1 = 1.544$ $n_2' = 1.557$	32 45	$\gamma = 1.657$ $\left\{ \begin{array}{l} X : \text{淡褐} \\ Z : \text{褐} \end{array} \right.$

ものが多い。斜長石は一部絹雲母化しているが、そのほか方解石、緑簾石などの二次的変質鉱物を含むものもみられる。

b. 相川型 東稻型に比べてやや優白質中粒で、花崗閃綠岩質である。成分鉱物は東稻型と同一で、斜長石、カリ長石も同様な性質を持つている。普通輝石もほぼ同様であるが、磁鐵鉱に包まれ、チタン鉄鉱の微晶を遊離しているものも含まれる。(第6図)。角閃石の量はやや多く、単独で存在し、中には細粒黒雲母と密接に伴つているものもみられる。

c. 東岳型 優白質中粒ないし細粒で、相川型に似て、花崗閃綠岩の性質を持つて

表

单斜輝石	斜方輝石	角閃石	副成分鉱物
屈折率 $\frac{n_1}{n_2}$ $\beta$ $2V(+)$	屈折率 $\gamma$	多色性	
$n_1 \text{on}(110) = 1.691$ $n_2 \text{on}(110) = 1.706$ $\beta = 1.704$ $2V(+) = 56^\circ$ $\text{Ca}_{45}\text{Mg}_{29}\text{Fe}_{26}$	$\gamma = 1.711$ $\text{Mg}_{63}\text{Fe}_{37}$	$\{X : \text{淡草緑}$ $\{Z : \text{緑}$	磁 輝 鐵 鉱 石
$n_1 \text{on}(110) = 1.701$ $n_2 \text{on}(110) = 1.706$ $\beta = 1.701$ $2V(-) = 54^\circ$ $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{33}\text{Fe}_{24}$	無	$\{X : \text{帶緑}$ $\{Z : \text{緑}$	磁 輝 鐵 鉱 石 チ タ ン 鐵 鉱
少量	無	$\{X : \text{淡緑}$ $\{Z : \text{緑}$	磁 輝 鐵 鉱 石 チ ル コ
無	無	$\{X : \text{帶淡緑}$ $\{Z : \text{緑}$	
$n_1 \text{on}(110) = 1.694$ $n_2 \text{on}(110) = 1.709$ $\beta = 1.706$ $2V(+) = 52^\circ$ $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{30}\text{Fe}_{30}$	$\gamma = 1.714$ $2V = 60(-)$ $\text{Mg}_{61}\text{Fe}_{30}$	$\{X : \text{淡緑}$ $\{Z : \text{緑}$	磁 鐵 鉱
$n_1 \text{on}(110) = 1.693$ $n_2 \text{on}(110) = 1.709$ $\beta = 1.699$ $2V(+) = 52^\circ$ $\text{Ca}_{42}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{23}$	少量	$\{X : \text{淡草緑}$ $\{Z : \text{緑}$	磁 輝 鐵 鉱 石
$n_1 \text{on}(110) = 1.686$ $n_2 \text{on}(110) = 1.702$ $\beta = 1.696$ $2V(+) = 56^\circ$ $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{19}$	少量	無	磁 鐵 鉱

いる。斜長石とカリ長石が接する部分には、曹長石の rim のほかに、こまかい石英と斜長石からなるミルメカイト質の rim を作つてゐる。一部微斜長石を含んでゐるが、大部分は perthite 質なカリ長石である。輝石は含まれず、角閃石は自形ないし半自形で黒雲母を包裏し、または伴つてゐる。

d. 黒森型 細粒や優黒質の石英閃綠岩で、成分鉱物は同一である。斜長石が大部分で、ごく少量のカリ長石、石英が間を填めている。普通輝石は角閃石、黒雲母にとりかこまれる。紫蘇輝石は普通輝石の rim を持つもの、半自形の結晶のもの、そのほか小粒状で散在するものなどがある。微粒の磁鐵鉱は量が多く、輝石の内部に集

合状に含まれている。この岩型に類似した岩質のものは、観音山北側にも存在する。

III. その他の岩石の記載 a. 東稲山頂接触部の岩石 基性火山岩源のホルンフェルスは斜長石の変状斑晶を持つているが、石基の部分は斜長石、石英、輝石、黒雲母の granoblastic な集合で、斜長石斑晶も周囲は再結晶し、不規則な外形を示している。黒雲母はホルンフェルスに普通にみられる赤褐色のもので、また一部に珪線石および電気石を生じている。このホルンフェルスと東稲型の周辺相との間には、斑状細粒の花崗岩質の岩石を産する。これは斜長石、单斜、斜方の両輝石、角閃石、黒雲母および小粒状のカリ長石、石英、斜長石からなり、graphic な intergrowth をしている。黒雲母は deccusate 集合をして存在し、また一部 ophitic texture を示す半斜輝石と斜長石の集合体が捕獲されている。このような斑状岩は東稲型の周辺相に移過する。

b. 暗色包裏物 量は比較的少いが、この岩体は暗色包裏物を各所に含んでいる。これらはおもむね円形または卵形をしている。

1. アダメロ岩中に含まれるもの。細粒でやや斑状を呈し、閃緑岩質ないしモンゾニ岩質石理を示す。斜長石および少量のカリ長石、石英を含み、また両輝石を含んでいる。斜長石で斑晶状ものは、周囲の岩石中のものと差異がないが、小結晶は累帯構造が顕著でなく、黒雲母、紫蘇輝石の小結晶を包裏している。カリ長石は少量含まれ、perthite 質で、斜長石と接する部分には、狭い曹長石の rim が認められる。普通輝石は粒状他形であるが、一部は大きな結晶をなしている。紫蘇輝石は他形粒状で量は少く、一部は普通輝石の内部に含まれている。黒雲母は淡褐色、小片状である。

2. 花崗閃緑岩中のもの。細粒で半自形等粒、閃緑岩質石理を示し、斜長石は累帯構造および rim を有し、カリ長石、石英共に少量で間を填め、perthite 質である。角閃石は柱状他形緑色で、黒雲母と密接に伴つて産する。

これらの包裏物は共に周囲の岩石と類似し、とくにその容量比は石英閃緑岩質で、黒森型に近い値を示している。

c. 優白質脈状岩 淡紅色の脈状をなす岩石が東稲型に含まれるが、これは斜長石カリ長石を主とし、黒雲母、角閃石を少量含んでいる。斜長石は半自形で rim を有し、カリ長石は他形、perthite 質で、石英と共に間を填める。黒雲母は淡褐色、角閃石は淡緑色である。容量比は花崗岩に近い値を示す。

成分鉱物の光学的性質は主岩型と共に一括して表に示す。

なお周囲からの捕獲岩片は、東稲山頂接触部のほかにはほとんど認められない。

IV. 成分鉱物の光学的性質 (第2表) a. 斜長石<sup>1)</sup> 黒森型以外の岩型は、ほぼ等しい値を示すが、各資料によつて多少の差が認められる。黒森型はそれらに比べて塩基性で An36%である。これらはすべて累帯構造を示しているが、その成分範囲も黒森型以外の岩型はほぼ等しい。すべての資料に共通していることは、最も高い An %が等しいことである。なお暗色包裏物の斜長石は比較的成分範囲は狭いが、黒森型のそれよりは酸性で、周囲の岩石に近い値を示している (第3表)。

b. 黒雲母、屈折率  $\gamma^2)$  は東稲型の中心部は、1.648でや低い値を示すが、他はほぼ 1.655 前後で殆んど差がない。暗色包裏物中のものも同じ値を示している (第3表)。

- 1) 浸液法により劈開片で測定した。
- 2) 浸液法より劈開片で測定した。

c. 輝石, 単斜輝石は (110) 勃開片についての  $n_1$ ,  $n_2$  および  $\beta^1)$  を求め,  $\beta$  と  $2v$  から Hess の表<sup>2)</sup> によつて成分を求めた。その結果, Hess の定義した普通輝石ないしサライトに相当する。斜方輝石は  $\gamma$  を求めて成分を決めたが, 紫蘇輝石である<sup>3)</sup>。主岩型および暗色包裏物の個々の成分鉱物の光学的性質は一括して表に示す。

#### 4. 成因についての二, 三の考察

##### I 花崗岩と輝緑岩との混成現象について

本岩体については, 山田久夫<sup>4)</sup> が既に報告している。山田は“花崗岩類が北部に分布する輝緑岩をとりこみ, 基性化した。とくに斜長石と両輝石が捕獲結晶としてとりこまれ, 岩漿と反応して, 角閃石, 黒雲母を生じた。その場合, 冷却速度の差異で, 中心部に現在みるような岩相を生じた”と説明している。このような輝緑岩片と花崗岩漿との混成がどの程度行われたかは, その報告からは明らかではない。この点について簡単にふれてみたい。

a. カリ長石量等値線図などに示されるように, 輝緑岩との接触部はカリ長石がやゝ少く, 鉄苦上鉱物の量が多いが, このような接触部の範囲は狭い。また中心部方向への変化の様子は, 東稲山附近と黒森附近とではかなり違つてゐる。東稲山頂部では, 記載の項で説明したように, ophitic texture をもつた捕獲岩片を含み, また再結晶した黒雲母, 角閃石が集合状 (deccusate aggregate) に産してゐるなど, 狹い範囲に混成作用が認められる。しかし, 斜長石を捕獲結晶と考えるような証拠はなく, 全体として, このような基性部は, 輝緑岩を一部混成した花崗岩類の周辺相と考えた方が良いと思われる。

b. さらに周辺相に限らず, 岩体全体についても, 1) 斜長石は core と margin の間に捕獲結晶の証拠を示す様な不連続が認められず, 正常な累帯構造を示し, 成分は core でも中性長石である。2) 輝石は単斜, 斜方の両輝石を含んでゐるが, これらの分布は東稲山頂に限られずに, 殆んど岩体全体にわたつて分布してゐる。(比較的多く, 1%以上を含むものは第3図に×印で示した)。接触輝緑岩の輝石は再結晶

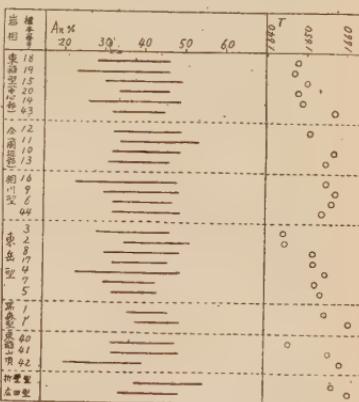
1)  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $\beta$  ともに浸液法による。

2) Hess, H. H.; Chemical composition and optical property of common clinopyroxene. Am. Min., Vol. 34, 621~626, 1949.

3) Hess, H. H.; Orthopyroxene of the Bushveld type, ion substitutons and changes in unit cell dimensions. Am. Jour. Sci. Bowen Vol. I, 173~188, 1952.

4) 山田久夫; 東稲地方の花崗岩漿と輝緑岩との混生現象 (要旨), 地質雑誌, Vol. 25, 307, 1940.

第3表 斜長石成分節図および黒雲母屈折率 ( $\gamma$ )



浸液法による。43, 44は暗色包裏物  
42 は優白質岩。

し粒状で、単斜輝石は透輝石質、斜方輝石はかなり鉄珪輝石質<sup>1)</sup>であるが花崗岩中のものは、普通輝石および紫蘇輝石である。輝石を捕獲結晶と考えることは、このような事実からも困難である。

c. 一方、MF-PL-Q+KF ダイアグラムに投影した結果では、それらの点の散布の度はやゝ大きいが、斜長石の量の変化は、石英+カリ長石の量の変化に比較すると小さい。黒森型の石英閃綠岩と東稻および相川型のアダメロ岩、および花崗閃綠岩は、ほど直線上に巾を持つて分布し、密接な関係があることが考えられる。なおアダメロ岩および花崗閃綠岩中の暗色包裏物も黒森型に近い値を示している。

以上の事から、花崗岩類の基性化が、輝綠岩との混成作用によるのは局部的でもしろ黒森型のような基性岩との関係が深いものと考えられる。

II 黒森型の石英閃綠岩について。黒森型のような石英閃綠岩は、花崗岩漿の早期晶出物の集合、あるいは基性周辺相であるとも考えられる。しかしその分布が限られ、類似した岩相が広く岩体中に暗色包裏物としてとりこまれている事、斜長石の性質が、周囲のより酸性の岩相と差異がたく、カリ長石も少量含まれる事、両輝石をかなり多く含んでいる事などから、前に挙げた事の可能性は少いと思われる。また黒森型の石英閃綠岩は原沢の粗粒の普通輝石斑駁岩に接して産する。露出が悪く野外の関係は確められないが、現在の位置で、両者の間に混成作用のあつた事は考えられたい<sup>2)</sup>。むしろ、より深所で、基性岩との間に混成作用が行われ、生成されたものである事が予想される。この場合、花崗岩進入前に固結していた閃綠岩質岩石を捕獲し、それに若干の物質が供給されたものと考えるか、あるいは深所で基性岩を捕獲し、十分混成岩化したものと考えるかの二つの場合があげられる。黒森型の鉱物成分は、東稻型、相川型などの岩石と大差がなく、石理も閃綠岩質ないしモンゾニ岩質である。斜長石は正常な異帶構造を示し、カールスバド双晶を主とし、輝石の量が多く、細粒であることのほかは、それらの間に著しい違いが認められない。上のような点から、この黒森型は捕獲された基性岩（原岩は明らかではないが、両輝石を含む斑駁岩か）の混成作用が著しく進み、輝石以外の部分は両溶融し、現在含まれる斜長石およびカリ長石は周囲の岩石と同時期に、同一条件で晶出したものと推察される。同時に輝石は岩漿と反応し、それと平衡状態にある角閃石および黒雲母を晶出したが、それらに飽和し、輝石は一部残存したものと思われる。

III 岩相の変化について。この岩体は黒森型の石英閃綠岩から、東岳型、相川型、東稻型の花崗閃綠岩ないしアダメロ岩まで岩相が変化する。

1) 山田；前出

2) 遠野花崗岩の基性相の成因については、加納博、関陽太郎は、それに接して産する小友塙基性岩との混成作用と考えている。

黒森型については上に述べた。容量比を投影した Q-PL-KF ダイアグラム上では、各岩型は狭い幅で線上に分布している。このような岩相の変化の原因としては、花崗岩漿の結晶分化が考えられる。しかし黒森型に類似した暗色包裹物は各型に含まれ、また殆んど岩体全体にわたって輝石を含んでいる。この輝石の存在を分化で説明する事は困難で、黒森型の生成、暗色包裹物の存在と関聯して、岩漿と基性岩との混成作用によると考える方がより妥当と思われる<sup>1)</sup>。

なおこの岩体がなぜカリ長石に富んでいるかという問題に対しても、岩漿としてアダメロ岩質のものを考えるのが適当と思われる。

上に述べてきたような事から次のように総括される。アダメロ岩質岩漿が基性岩を捕獲し、混成作用をおこない、石英閃緑岩から花崗閃緑岩まで

第4表 折壁、広田岩体の構成鉱物容量比

No.	石英	カリ長石	斜長石	角閃石	黒雲母	輝石	其の他	全マツク量	全サリツ量
101	13.3	25.7	42.3	13.1	3.3	—	2.3	18.7	81.3
102	8.8	26.2	33.7	13.1	11.5	2.3	4.4	31.3	68.7
103	9.2	18.1	50.5	9.2	9.1	3.0	0.9	22.2	77.8
104	10.3	15.4	51.0	14.2	5.4	0.7	3.0	23.3	76.7
105	18.2	18.7	39.9	12.8	8.0	0.5	1.9	23.2	76.3
106	18.9	—	51.4	15.5	10.5	3.3	—	29.7	70.3

第5表

	色指数	斜長石			黒雲母
		屈折率	An%	屈折率	
折壁型 102	46	$n_1 = 1.546$	34	$\gamma = 1.661$	
		$n_2' = 1.560$	49		
広田型 105	30	$n_1 = 1.547$	38	$\gamma = 1.658$	
		$n_2' = 1.563$	55		

1) a. このような考え方は牛来正夫によつて、阿武隈山地の花崗閃緑岩についてなされている。

牛来正夫：南部阿武隈高原御齊所一竹貫地方産深成岩類の岩石学的研究、一特にその成因についての概要、東京文理大地鉱教室研究報告、I, 32~40, 1944.  
Masao, G.; Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma plateau. Mem. Fac. Sci. Kyushū Imp. Univ., 1944.

b. 鈴木淑夫は氣仙川岩体の各岩相の生成は、酸性物質と塩基性物質の混合による部分岩漿の形で進入したことによると説明している。

鈴木淑夫：北上山地南部田町附近の花崗閃緑岩の構造について、地質雑誌、58, 1~16, 1952.

の岩相の変化を生じ、不均質な状態で逆入固結した。この過程において、捕獲岩は再熔融したが、両輝石だけは残存し、岩漿と反応して、角閃石、黒雲母を周縁に生成した。

#### 4 折壁廣田岩体との比較 (第2,4図)

産状および地質環境が類似する事は前に述べたが、成分鉱物もほとんど同一で、岩相も花崗閃緑岩ないし閃緑岩まで変化する。折壁の中心部では石英の量が比較的少く、石英モンゾニ岩質あるが、廣田のものはアダメロ岩質である(第4表)。成分鉱物の光学的性質は表に示す(第5表)。

#### 5 総 括

東稻アダメロ岩体は上部二疊紀登米統の黒色粘板岩、礫岩および中生代白堊紀と思われる基性火山岩類を岩株状に貫いている。その周囲の岩石は熱変成を受け、種々のホルンフェルスを生じている。産状、容量比およびその他の岩石学的性質にもとづいて、この岩体は東稻、相川、東岳、黒森の四つの岩型に分けられる。なお三つの岩型中には、黒森型に類似した岩石学的性質を持つ暗色包裏物を含んでいる。主成分鉱物はほぼ同一で、斜長石カリ長石、石英、黒雲母、角閃石、および単斜輝石(普通輝石)、斜方輝石(紫蘇輝石)の両方または一方からなり、副成分としては磁鉄鉱を含んでいる。斜長石は大部分灰曹長石で、カリ長石は perthite 質である。黒雲母の最大屈折率( $\gamma$ )は 1.645 ないし 1.660 である。最後に成因について二、三の考察を行つた。この岩体については既に山田久夫により、花崗岩質岩漿と輝緑岩の混成作用として報告されている。山田は花崗岩質岩石の基性化が輝緑岩を同化して行われたと述べている。しかしそのようなこの位置での混成岩化は極めて小規模で、基性化の主要な原因是、むしろより深所で基性岩(明らかではないが両輝石斑嚮岩のような)との混成岩化が考えられる。そのような作用の産物として黒森型あるいは暗色包裏物のような石英閃緑質岩石を生成したと思われる。この場合混成岩化が更に進んだものが、相川、東岳型にみるような花崗閃緑岩であろうと思われる。なお岩漿としては、アダメロ岩質のものが考えられる。

最後に地質学的にも、岩石学的にも共通している折壁、廣田岩体との比較を行つた。なおこれ等三つの岩体は南部北上山地で東西方向の一つの線上に並び、逆入時代も同一と思われ、北上山地深成岩活動における位置は興味ある問題である。

本稿を終るにあたり、終始御指導を頂いた石井教授、渡辺教授、八木教授、千藤、植田両助教授に厚く感謝する。島田一郎、宇野勝敏両学士にも御援助を頂いた。なお野外調査に際し厚意を受けた佐藤慎、やすの両氏ならびに岩井悟郎氏に心から御礼を申上げる。

本研究の一部は文部省科学研究所によつて行われたものである。

~~~~~  
礦物學及び結晶學  
~~~~~

7712, Wenzelite と baldaufite の huréaulite えの一一致 Strunz, H.

1925年MüllbauerはHagendorf-Nord のベグマタイトから産した Ca, Mg, Fe, Mn の二種の含水磷酸塩鉱物に対し新に wenzelite, baldaufite の名前を附した。著者はこの地方の含磷酸塩ベグマタイトを調査中, Hagendorf-Nord 及び-Süd からこれ等の試料を得て, X 線的, 化学的, 光学的研究の結果, 之等はいずれも huréaulite  $(\text{Mn, Fe})_5\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  に一致していることを見出した。特に Hagendorf-Süd 産の huréaulite 結晶について詳しい形態学的研究を行つてゐる。その主な性質は次の如し。 $a:b:c = 1.930 : 1 : 1.064$ ,  $\beta = 96^\circ 46'$ , 硬度 3.5, 比重 3.194,  $\alpha = 1.652$ ,  $\beta = 1.658$ ,  $\gamma = 1.663$ ,  $2V = 85^\circ$ . (Neues Jahrb. Monatsh., 166~177, 1954) [長谷川]

7713, 西豪州産の新鉱物 priblerite Norrish, K.

西豪州 Kimberley 地区の白榴石-lamproite には光学的に金紅石によく似た鉱物が常に含まれる。長さ 0.05mm 位の四角柱で完全な劈開と葉片構造とが底面に平行にあり, 光学性は一軸性正で  $\omega > 2.10$ , 赤褐色で  $O < E$ ,  $G = 3.86$ , 化学分析の結果は  $(\text{K}, \text{Ba})_{1.3}(\text{Ti}, \text{Fe})_8\text{O}_{16}$ , 粉末写真によると格子恒数  $a_0 = 10.11\text{\AA}$ ,  $c_0 = 2.96$  の正方体心格子で cryptomelane  $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$  (単斜) の構造に似ているが, 大きな陽イオンの欠落があるらしい。尙  $\text{K}_-$ ,  $\text{Ba}$ -priblerite を夫々合成して比較した。命名はこの地方の岩石鉱物の研究者 Prider, R.T. 教授にちなんだものである。 (Min. Mag., 29, 496~501, 1951) [宇留野]

7714, 新鉱物 haustite Erd, R. C., Foster, M. D.

ネバダ州, Eureka County の Copper King 鉱山に於いて, 変質頁岩中に緑色の脈状鉱物が見出された。これは堅硬緻密で貝殻状の断口を示し, トルコ玉と同じ粉末写真を与えるが, 化学分析の結果, 化学式は  $(\text{Zn}_{0.8} \text{Cu}_{0.2})\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  でトルコ玉の Zn 置換体と考えられる。尙比重は 2.92, 屈折率は 1.613 である。 (Am. Min., 38, 964~972, 1953) [横山]

7715, Wisaksonite とメタミクト含ウラントール石の一一致 Hutton, C.O.

1948 年にセレベス, Pekocringan 川の重砂中より Druif が始めて見出し, その光学的性質のみから新鉱物と決定した wisaksonite について, 主に X 線的に検討した。試料を  $860^\circ\text{C}$  に 4 時間加熱すると, 明瞭な  $\text{ThO}_2$  の粉末写真が得られその格子恒数が  $5.52\text{\AA}$  で稍々小さいのは, Th の一部を U が置換した為である。U は螢光分析により数 % 含まれることを確めた。この結果 wisaksonite はメタミクト状態の含ウラントール石であることが判明したので, この鉱物名は抹消すべきである。 (Am. Min., 39, 825~829, 1954) [横山]

7716, 削長石の疊り Poldervaart, A., Gilkey, A. K.

ほこり状の包裏物をもつた数例の斜長石の観察と文献によつてその成因を論じている。こうゆう疊りは熱変成作用を受けた岩石に往々見られるが, 必ずしもその証拠にはならない。かすかな疊りは鉄分の離溶で説明出来るが, 濃いものは長石中に溶ける鉄分の量から言つて之では説明が付かない。こうゆう疊りは曹長石, 灰長石を除く中間の斜長石に限られる。

之はこの長石が低温型曹長石と灰長石の微細な結合体になつていて、この二相の境界面が単分子膜に似た表面効果を示し、外からの鉄分を拡散によつて取入れたものである。疊りは他の造岩鉱物にも見られ、疊りを起す包裹物は金属鉱物が主である。斜長石に疊りの出来る条件は、1)適度な温度の上昇とその持続、2)水の存在、3)原岩からの鉄分の供給で、之らは熱変成や広域変成作用に当つて与えられることがある。又この疊りは粘土源岩を同化した塩基性侵入岩の鉄分の多い deuteritic 期にも生じ易い。(Am. Min., 39, 75~91, 1954)

〔宇留野〕

**7717, Iveland 産 euclase** Strand, T.

ノールウェイ、Iveland の Eptevan にある、ペグマタイト質の Hovåson 長石鉱山に、綠柱石の仮像が産出し、これは bertrandite  $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$  と白雲母に変つてゐる。この仮像中に、屈折率が  $\gamma = 1.675$ ,  $1.655 > \beta \geq 1.650$  で bertrandite よりも高い鉱物が見出された。分散は大で  $r > v, 2V = 45^\circ$  であり、X線粉末写真からも euclase  $\text{BeAlSiO}_4(\text{OH})$  であることが決定された。本鉱物は綠柱石の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を、すべて白雲母に変えるだけ  $\text{K}_2\text{O}$  が供給されなかつた為に生じたものである。(Norsk Geol., 31, 1~5, 1953)

〔横山〕

**7718, Cornwall 産の蛇紋石鑄物**

Midgley, H. G.

Cornwall 州 Lizard の Kennack 谷の蛇紋岩中に巾 6~7cm の垂直な白い脈がある。鏡下では底面に劈開のある六角板状の小結晶の緻密な集合物で、滑石を伴う。光学的には一軸性負、 $\epsilon = 1.545$ ,  $\omega = 1.555$  で saponite に一致するが、化学分析の結果は  $\text{Mg}_{5\sim 6}(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{7\sim 9}$  であり、更に示差熱分析や粉末写真の結果からもむしろ chrysotile や antigorite

に近い。单斜晶系で格子恒数は  $a_0 = 5.29 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 9.18$ ,  $c_0 = 7.49$ ,  $\beta = 90^\circ 14'$ ,  $G = 2.56$  で空間群は  $\text{C}2/\text{m}$ ,  $\text{Cm}$ ,  $\text{C}_2$ , のいずれかである。Kaolinite と同じ構造を持つ antigorite の一変種で、微量の鉄の置換によつて光学的性質がちがつたのだろう。(Min. Mag., 29, 526~530, 1951) 〔宇留野〕

**7719, 澄青岩石基より変質したモルデン沸石** Harris, P.G., Brindley, G.W.

スコットランド、Arran の Tomor 海岸附近に岩脈をなす、石英-鉄橄欖石 澄青岩を研究中に、水和作用により石基から変質した微量の黄褐色物質を見出した。これは石基よりも稍々軽く、化学分析、X線粉末写真等で調べた所、粘土鉱物ではなくモルデン沸石であつた。火山噴出物の変質過程では、沸石類が予想以上に生じる様である。(Am. Min., 39, 819~824, 1954)

〔横山〕

### 岩石學及び火山學

**7720, Kenya, Ruri 高原のアルカリ閃長岩** Pulfrey, W.

Kenya 西部の Ruri 高原に於て岩脈状又は小ブラック状に産するアルカリ閃長岩に就て記載したもので、その産状と岩石学的性質、成因を詳しく述べてゐる。長石を包囲する角閃石、輝石中にポイカリテックに包まれる霞石、霞石結晶間を充填する骨骼状輝石等共生鉱物の顕微鏡観察から晶出順序を次の如く考へてゐる。含霞石閃長岩に於ては nepheline-orthoclase-sphene-aegirine-diopside, aegirine, vesuvianite-(biotite)-calcite-cancrinite, analcime-needly aegirine-zeolites。霞石を含まぬ閃長岩では apatite-orthoclase-aegirine-diopside-calcite, analcime-needly aegirine-zeolites。成因に就ては珪長質の液体が炭酸塩岩類

中を通る時脱珪酸作用が行われて霞石を生じ、之のため正長石が出来て、ソーダ正長石、アノルソクレース等を生じなかつたものと推論している。正長石を交代する崩芽状輝石、灰霞石によつて交代された霞石中の輝石、角閃石による微斜長石の交代等現在現われている諸性質は其の後に起こなわれた交代作用によつて生じた別のものである。(Geol. Mag., 91, 209~219, 1954) [植田]

**7721. ダン橄欖岩と、玄武岩中の橄欖石に富んだ包裏物の起源** Ross, C. S., Foster, M.D., Myers, A. T.

橄欖石に富んだノヂール状の包裏物を含んだ玄武岩は世界中に広く産し、特にドイツで有名である。このノヂュールは鉱物成分も、化学成分もダン橄欖岩に良く類似している。ダン橄欖岩がやはり広く各地に分布することは知られていることである。この論文には、ノヂュール状包裏物、およびダン橄欖岩の各地の産状が示され、さらにその中の鉱物の化学分析、分光分析の多くの結果が挙げられている。次いで、多くの人々により実験的に、また野外調査から導かれたダン橄欖岩の成因、即ちこれが粥状の結晶質な物質の貫入体であること、その進入が造山運動によること、その起源には、橄欖岩層から直接であるとするものと、玄武岩漿の分化物であるとの二つの説があることに論及している。一方、ノヂュール状包裏物は、汎世界的に産し、各々が橄欖石、頑火輝石、クローム透輝石、クローム尖晶石の四つの同じ成分をもち（母岩の成分は異つているにもかかわらず）、偏圧を受けた様な組織を持つことなどから玄武岩の分化物と考えることは難しく、ダン橄欖岩、ノヂュール状包裏物は共に橄欖岩層から運ばれて来たものであろうと結論している。最後に其の可能性（橄

欖岩層の深さの問題）を最近の地球物理学的研究から論じ、また橄欖岩層の鉱物成分は隕石の成分にも関聯するので、この研究が地球科学のより広い分野にも役立てばと結んでいる。(Am. Min., 39, 693~737, 1954) [島津]

**7722. Rhum 島に於ける グラノファイアと玄武岩との關係** Black, G. P.

Rhum 島、Orval における玄武岩（第三紀）はグラノファイアによつて貫入され接触変質を受けている—この事実は Rhum のグラノファイアが第三紀貫入岩体とされた重要な資料となつてゐる—と言ふ Harker (1903), Bailey (1944) の論文に対する反論である。著者はグラノファイアと玄武岩の接触部を詳細に検討した結果、玄武岩は全く接触変質を受けていないこと、石英の xenocryst を有していること、熔岩の厚さが急激に変化すること、又グラノファイアには“chilled margin”の見られぬこと、玄武岩との接触部附近で風化帯が存すること—玄武岩におおわれる以前に地表でていたことを示す—、“xenolith”を全く欠くこと、その他の資料が集められた。これにより著者は、玄武岩熔岩はグラノファイアの侵蝕面上に不整合におおつたと結論している。(Geol. Mag., 89, 106~114, 1952) [宮城]

**7723. Rhum 島西方地域の酸性岩** Black, G.P.

Scotland の西岸、Skye, Mull に並んだ小島 Rhum の西方地域をしめる酸性岩（グラノファイア）は従来 Torridonian 砂岩（新原生代）及び玄武岩熔岩（第三紀）を切る第三紀貫入岩体として有名であった。しかるに著者はこのグラノファイアは Torridonian 砂岩とは普通の火成岩の接触部に見られるようないかなる現象も見当らず、漸移関係で

接しているとのべ漸移帯を5つの 'zone'" に分け、野外における観察、顕微鏡によつて見られる岩石の変成過程、さらに化学分析の結果などの資料をあげ、次のような結論を導いている。グラノフアイヤーは *Tortidonian* 砂岩に主として熱変成作用により  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  ( $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$  も少量) などの物質が供給されて生じたものである。変成作用の時期及び原岩石についてはふれていません。(Geol. Mag., 91, 257~272, 1954)

〔宮城〕

**7724. 地質學的作用としての流動化作用**  
Reynolds, D.L.

流動化作用 (fluidization) は混成作用及び化学反応を促進するために、ガスを細粒固相粒子層を通過させる工業的過程である。ガス流がある特別な速度になるとその層は膨脹し、個々の粒子は自由に運動する様になる。ガス流の速度が増大するに従つて気泡相が形成せられ、その気泡は粒子が激しく運動させられている膨脹層を通して上方へ移動する。その層は「現在流動化されている」と云う。ガス流の速度が連続的に増加すれば益々ガスは懸濁した固相を含む気泡として流動する。遂に固体粒子が全く気泡に乗せられ、ガスに依つて運搬される様になる。

流動化が工業的に重要になつた結果、流動化についての実験的データがガス-固相系の性質を知るに役立つ様になつた。これらに関連して流動化が重要な地質学的応用性をもつ様にみえる。流動化の実例は次の如くである。火山現象として、ヴェスピアスの噴騰するガス相、Ten-thousand Smokes の例の様な凝灰岩流、ignimbrite がある。混合過程 (mixing) としては例えば Katmai 及び Montserrat の如く、鉱物成分の不整合 (discordant) と直線的な変化図 (straightline vari-

ation diagram) により特徴づけられる岩石系の進化が関係する。貫入過程としては New Haven 附近の粗粒玄武岩を貫く集塊岩々脈、Sudbury の breccias, Swabian 火山のパイプ状凝灰岩、若干の英國第三紀火山岩類及割目の内容物、Vredefort 地方の偽玄武岩玻璃 及頑火輝石文象岩、Sieve Gullion の貫入文象岩がある。貫入流動系の地質学的実例は非拡張型の網状脈、砂吹きで丸味をもつた様な breccias 機械的な混成物 (mechanical hybrids) で特徴づけられる。Daly が花崗岩の深成岩体が magmatic stoping によってその位置を占めると云う結論を出した証拠を検討し、それが熔融体による stoping よりも、もつと流動化した固体粒子系による stoping と一致することが判つた。花崗岩の深成岩体でみられる負の重力異常は magmatic stoping の仕方とは一致せず、流動化した母岩としてつくられるならばその事実は容易に説明することができる。(Am. Jour. Sci., 252, 577~614, 1954)

〔千藤〕

**7725. North Berkeley Hills の藍閃石片岩** Brothers, R. N.

従来カリホルニヤ州 Coast Ranges には藍閃石片岩類の産出が多く地質学者に注目せられて来た。North Berkeley Hills には藍閃石片岩の岩塊や岩山が散在する。地表地質関係及 San Pablo Water トンネルの地質断面から本岩は上部シユラ紀の Franciscan-Knoxville Group 中の断層帶に沿つて貫入した蛇紋岩 belt 中の構造的包含体 (tectonic inclusion) である。本片岩に伴つてエクロジヤイト、柘榴石角閃岩、緑簾石一角閃石岩、低変成層の曹長石-緑簾石-白雲母-緑泥石片岩がある。此等すべては藍閃石による初期の交代作用を示している。此等各岩石の主成分鉱物の記載及岩石分

類（更に8群に分け、鉱物組合せでは36の場合が挙げられる）がなされている。橄欖岩の蛇紋岩化作用と藍閃石岩の再結晶作用とが関係あるか否かは明かでないが、両者は本来固結体としての蛇紋岩の貫入に先立つて、主に深所で出来ていた。蛇紋岩の進入中その後期の交代作用は近接する Franciscan Knoxville の沈積岩中に少量の藍閃石を生成させた。源岩から上記種々な藍閃石組合せが形成されるのは同じ範囲の物理的条件下に色々な pore-solution の成分による低下変成作用によると考えられる。（Am. Jour. Sci., 252, 614~626, 1954）〔千藤〕

### 金 屬 鑛 床 學

7726, British Columbia 州 Salmo の Jersey鉛・亜鉛礦床 Whishaw, Q.G.

本鉱山附近は late Precambrian から Ordovician に至る堆積岩を基盤とし N-S 方向の背・向斜軸がある。これを Jura 紀の火山岩が被覆し、Cretaceous の花崗岩が堆積岩を貫入する。各種の鉱床が存在するが、鉛-亜鉛鉱床は Cambrian 下部の石灰岩中の交代鉱床として存在する。石灰岩は大理石となり、珪質粘土岩は多くの黒雲母を含む。鉱床は石灰岩基底部の白雲石化された部分にあり、鉱床下部は褶曲し、鉱床はこの trough 及び limb に胚胎する。一般に tactite に変化し、一部 skarn を生ず。鉱石鉱物は閃亜鉛鉱及び方鉛鉱で、脈石として白雲石、方解石その他を有する。この他に花崗岩と石灰岩との接触部の tactite 鉱床からタンクステン鉱を出す。この場合一般に鉱化作用は花崗岩と関係づけて考えられて居るが、鉱床生成は花崗岩との接近性とは無関係である。変質作用中あるものは花崗岩の熱により、又 skarn は花

崗岩からの溶液による。しかし鉱石に変成作用のない事から skarn より後の様に見える。花崗岩及び石灰岩の上部の珪質粘土岩中の Zn は、花崗岩では 10 p.p.m. を超える事なく、後者では 100 p.p.m. を超える。珪質粘土岩中の Zn は鉱石と同様外部から導入されたか、又は元々の成分であつたかが問題となるが、外部から導入されたとは考えにくい。むしろ堆積岩中の一成分であつて、鉱床は水その他により濃縮されて生じたと考えるのが適当である。（Econ. Geol., 49, 521~529, 1954）〔鈴木〕

7727, Witwatersrand 金ウラニユ

ーム礦床 之成因 Miholic, S.

礫岩層に胚胎せるこの金鉱床には從来から placer deposit と hydrothermal deposit の両成因説があつた。しかしその中からウラニユームが発見されてから問題が一層複雑となり、しかもそれは hydrothermal origin とは考えにくい carbon の存在と密接に関係する。Thucholite の如きウラニユーム鉱物中の炭質物に対しては、W. Vernadsky はウラニユームの  $\alpha$  線による気体炭化水素の重合によると考え、他の人により実験的にも示された。実際本鉱床或いは他の鉱床で methane の存在が認められ、それを鉱床の上部の石炭或いは石墨片岩等に關聯づけた。筆者は Jugoslavia での観察から、ある時代の堆積岩から出る水は radioactivity を増す事を見つけて、ウラニユームの嫌気性微生物による生物的蓄積を考えた。かくて本鉱床では礫岩は海底堆積物であり、その中に有機物を含むウラニユームが蓄積された。鉱床には黄鉄鉱を伴うが、これは嫌気性状態を示す。これ等は急岸に沿う硫化水素を含む水中で生成されたであろう。それに相当する事実は現在の海底で示される。金に就い

てはその後のイオン状の金を含む熱水の通過があり、その際有機物により還元されて生じた。有機物は自然に炭化過程を経て炭化水素を生じた。(Econ. Geol., 49, 537~540, 1954) [鈴木]

### 7728, Montana, Dillon 附近黒鉛鉱床の産状及び成因 Ford, R.B.

当地域の地質は前カンブリア紀Cherry Creek系(大理石、黒雲母柘榴石片麻岩、角閃片麻岩、珪灰質岩石)と、これらを貫くベグマタイト、塩基性岩脈となり鉱床は前記片麻岩類、珪灰質岩石、ベグマタイト等の裂帶、破碎帶、葉片状構造に支配される不規則塊状、脈状、鉱染状鉱床である。本鉱床の成因に關し Winchell (1910) はベグマタイトに由来すると述べているが著者は1) 黒鉛脈がベグマタイトを切りその縁部に粒化作用が認められ2) ベグマタイト中の黒鉛脈には黒鉛以外の鉱物は存在せず随伴脈石も観察されない事から黒鉛の鉱化作用は火成岩進入時より晚期に行われ、ベグマタイトとは直接の成因関係は無く、更に黒鉛脈中の空隙、櫛状構造、皮殻状生成物等の観察結果から本鉱床を浅熱水性起源のものと認め、これら黒鉛は変成作用に依る炭素の濃集、又はガス放散作用に依る炭素、炭化水素等の集中に基因して生成されたと論じている。(Econ. Geol., 49, 31~43, 1954) [阿部宏]

### 7729, Gaspe 銅鉱山に於ける母岩の 變質 Bell, A. M., Scott, F.J.

本鉱床は Gaspe 石灰岩(中・下部デボン紀)の背斜軸およびその北翼の変質帶中に胚胎する接触交代鉱床で、その北方には鉱化作用、母岩の変質をもたらしたと思われる花崗岩々株が分布する。主な鉱石鉱物は黄銅鉱、磁硫鐵鉱で鉱床は次の3種に区分される。A鉱床帶: 上部層に胚胎、その母岩は黒色石灰質淤泥岩

が白色微粒珪岩に変質したもの、層厚500呎。B鉱床帶: 中部層に胚胎、原岩の珪質石灰岩が珪灰石 透輝石岩石に変質、層厚 120呎。C鉱床帶: 下部石灰岩中に胚胎し、変質度最も強く柘榴石-透輝石岩に変質、層厚 110呎。

以上3帶の原岩、変質岩、鉱床母岩に就いて化学分析を試み次のような結果を得ている。即ち各帶に於て  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{CaO}$  の増減が特徴的で変質作用に比例して前者は増加、後者は減少、又  $\text{MgO}$  は減少、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  は増加の傾向を示す。一般に  $\text{CaO}$  の少い原岩は珪化作用が極めて広範に行われていて探鉱指針にはならず鉱床はむしろ断層、破碎帶に支配される。これに反し、原岩に多量の  $\text{CaO}$  が含まれる場合には珪化作用は局部に限られ鉱床と密接な関連性を有する。(Econ. Geol., 49, 516~520, 1954) [阿部宏]

### 7730, 金屬の熔融点と鉱床 Sullivan, C. J.

鉱床中にみられるsulphophile element 及び oxyophile element 中前者の熔融点の配列は鉱床中の硫化鉱物の共生関係と類似する故に、鉱床中の鉱物共生関係、鉱石品位更に成因を考えるには金属の熔融点は重要である。即ちこの関係は熔融点がelementの相、拡散及びそのelementに關係する鉱物の解離の指針の意味をもつて居るからである。筆者はかかる考えより、(Tl,Cd,Pb,Zn) (Sb,Ag,Au) (Ag, Au,Cu) (Cuより高い熔融点をもつ物) 等類似の熔融点を持つ“群”に分け、それぞれの共生関係及び産出状態を簡単に記している。

次にoxyophile elementについて、その成因は主として花崗岩活動中の element の集中と熔融点の關係を示し、(In, Sn, Bi) (U) (Mo,W) (ベグマタイト中に産する element) 等に分けそれぞれの鉱物

共生について記し、最後に上記見解より、コロラードの U-V 地帯、ローデシヤ Katanga の Cu-Co-U 地帯、オーストラリヤの Western Macdonnell Range の Cu-Ni 地帯、ミズリーの Pb, Sudbury Ni-Co, アリゾナ Ray の斑岩銅鉱等の鉱床を簡単に論述して。(Econ. Geol., 49, 555~574, 1954) [田代]

### 石油鑛床學

#### 7731. 原油、アスファルト、含油岩石に伴うウラニウム及びその他の諸金属

Erickson, R. L., Myers, A. T., Hott, C. A.

堆積岩中の有機物中にウラニウムが存在していることはこれまで多くの研究者に認められていたが、大部分は堆積岩中の炭酸塩物質に限定された研究で、原油、天然アスファルト及び他の含油岩石中のウラニウムに関する資料は殆どなく、又原油、天然アスファルト、含油岩石等に幾分放射能のあることは判つてゐたが、これらの物質中の実際のウラニウム含有量、ウラニウム化合物の化学的性質は殆ど判つてゐなかつた。原油、天然アスファルト及び含油岩石から抽出した石油の各試料夫々 29, 22, 27 ケの灰分について半定量的分光分析を行なつた所、V, Ni, Cu, Co, Mo, Pb, Cr, Mn, As の如き金属が一様に存在することが判り、一部或る場所ではこれらの金属が例外的にアスファルト及び含油岩石から抽出した油の灰分中に極めて多く集中していた。又各試料の化学分析の結果では原油のウラニウム含有量が天然アスファルト、含油岩石からの油のそれよりも遙に少ない。上述の 78 ケの全試料中の灰分のウラニウム量は約 0.001~10% で、全石油量に対する含有量は 100 万分中約 0.001 から

32,410 ppm. である。灰分中の金属のあるものは metallo-organic compound として産出し、石油中の重いアスファルト部分に集中している。分析した試料中で元素が例外的に高い集中を示しているのは、これらの元素が oil 生成に關係のあることを示しており、含ウラニウムアスファルトは石油の揮発、酸化作用、重合作用の結果生成されることを暗示している。今後更に金属が石油の特殊部分に集中するものかどうか、石油中のウラニウム化合物はどんな化学的性質を持つてゐるかを研究して行く必要がある。その結果はウラニウム鉱床の成因、新ウラニウム鉱床探査上の指針として役立つであろう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 38, 2200~2218, 1954) [田口]

#### 7732. 濁水流と石油探査 Passeggi, R.

近年所謂濁水流 (turbidity current) に関する研究が ancient sediments と recent sediments の両面から行われてゐるが、今日まで説明のし難かつた多くの堆積作用がこの濁水流によつてよく説明される。濁水流は速度が遅く粘性の強いもの、速度が速く粘性が普通の水程度のもの、速度が遅く粘土の懸垂密度の低いもの等、速度と粘性の組合せにより幾つかの型に分けられる。又濁水流による堆積物はそれが運搬され、沈積する環境によつて夫々特質を有しており、shelf 上のものと可動帶 (mobile belt) 中のものに 2 大別される。濁水流は相当の距離まで多量の堆積物質を運搬し、適當な地形的凹地にその懸垂物質を沈積させる能力を有し、堆積盆地に於ける主要な堆積能力であり大部分の深い海成堆積物は恐らくこの濁水流により運ばれたものであろう。濁水流による堆積物のあるものは往往々 oil trap を形成し易く、或る砂岩が濁水流による堆積物かどうかということ

を知ることは石油地質家にとって重要なことである。濁水流による堆積物であることから次の諸点が明かにされる。1) 複雑な対比問題の解決, 2) 堆積方向, 3) permeability trap の発見, 4) 広域的に連続する堆積相の明確化, 5) 堆積作用と構造との関係, 6) 地史解明の資料提供。濁水流の研究は今後これまで未解決な地質学上の諸問題の解決, 新しい oil reservoir の発見等に大いに貢献し, 探鉱家の新しい一つの道具となろう。

(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **38**, 1871~1887, 1954) [田口]

**7733, Vincentown 累層の岩石學的考察** Schlanger, S. O.

New Jersey の Coastal Plain に露出している石英質の有孔虫, 蘚苔類虫を多く含む石灰砂を主とする Vincentown 層(始新世)に関して堆積作用の状態や堆積物の研究について述べてある。層位学的研究は 1836 年に Rogers によつて始めて研究されその後 Knapp(1907), Bickam(1950), Spangler and Peterson (1950) によつて研究された。

Vincentown 層は最小層厚 18 呎最大 460 呎で岩相は有孔虫, 苔虫類の多い石灰岩と石英質砂と有孔虫質砂, 海緑石質砂等より構成されている。石英砂の試料に対しては酸に溶かしてその溶ける量を研究している。粒度分析に於ても 16 箇の試料で 1.3 乃至 1.6 の淘汰度を示すが蘚苔虫の多い部分は 2.8 の淘汰度を示す。岩石の鉱物別の分析では海緑石, 雲母と重鉱物が 15%, 石英が 72%, で加里長石, ソーダ長石が 10%, 石灰長石が 3% でありその根源としては酸性の結晶質岩石に考えている。0.074mm から 0.104mm の大きさのものについて重鉱物の分析を行い Dryden (1940) の結論と同じく主に結晶質岩石に根源を考えている。

筆者は白っぽく丸味ある石英, 長石と破碎された海緑石の存在で古生代の岩石と Coastal Plain 累層が出来る以前の結晶変成岩に根源を考えている。海の輪廻と堆積作用についてふれ, Hornerstown 層は初期相を表わし, 本層が海侵相で Manasquan 層は海退相でありこの関係について岩相的に又地史的に説明を加えている。最後に Vincentown 層の堆積の海の環境にふれ Durham(1950) の研究を引用し堆積当時は亜熱帶性気候であったとしている。(Jour. Sed. Pet., **24**, 212~217, 1954) [阿部]

#### 7734, Roundness scale の考案

Powers, M. C.

堆積粒子の形状は普通 roundness (円磨度又は円度) として表わされ, その測定や形状の分類には Wadell (1935), Pettijohn (1949), Krumbein (1941), Russell and Taylor (1937) の考案がある。しかし沢山の粒について測定を行う場合は困難で特に野外ではかんたんに測定できない。このことから著者は roundness scale(円度標準尺と訳しておく)を考案している。これは roundness を標準の形態と比較して very angular, angular, subangular, subrounded, rounded, well rounded と 6 級に分け, 各級の形態の特徴を粘土で模型にし, これを更に high sphericity, low sphericity の 2 組づつ作る。この模型を写真にしこれを用いて実際に粒を写真と比較しながら roundness を決定するのである。この模型は概略的なものであるが, 各級の形態がよくできている, 沢山の粒を測定し統計的に推論する場合にはかんたんに決定できるので, 時間的ならびに経済的面から特に野外調査のさいの携行品として便利と思われる。(Jour. Sed. Pet., **23**, 117~119, 1953) [島田]

## 會員名簿

(昭和 30 年 1 月現在)

ア 安居院弘輔 日立市 日立鉱業所本山  
 安積 政昭 神戸市葺合区雲井通り 4丁目 22  
 安倍 亮 東京都大田区田園調布 3の 353  
 安齊 徹 山形市十日町  
 安齊 俊夫 東京都新宿区河田町 地質調査所  
 吾妻 穂 東京都新宿区東大久保 2ノ 317 帝国石油探鉱部  
 阿古目邦夫 北海道札幌郡豊平町石山豊平鉱業所  
 阿部 要 三重県南牟婁郡入鹿町 紀州鉱山  
 阿部 英博 熊本大学理学部地質学教室  
 阿部 宏 東北大学理学部岩磁教室  
 阿部 正宏 東北大学理学部岩磁教室  
 阿部 正行 静岡郡磐田郡竜山村峰之沢鉱業所  
 阿部 昌夫 兵庫県養父郡南谷村 三菱鉱業明延鉱業所  
 阿部 喜治 青森県東津軽郡野田村 上北鉱業所  
 愛知学芸大学附属図書館 岡崎市明大寺町西郷中 38  
 青木謙一郎 東北大学理学部岩磁教室  
 青柳 信義 東京都新宿区河田町地質調査所  
 青山 信雄 佐賀市 佐賀大学文理学部  
 赤塙 一己 長野県上田市水道町  
 赤塚 政美 北海道豊振国山越郡八雲町中外鉱業八雲鉱業所  
 明石 孝行 大阪市西成区西四条 3の 16  
 秋田県立鉱務課 秋田市上手長町  
 秋田大学図書課 秋田市手形  
 秋葉 力 札幌市南一条西18丁目  
 浅井 宏 札幌市 北海道学芸大学  
 浅田 寛二 東京都千代田区丸ノ内 2の 3 三菱鉱業鉱山本社  
 浅野 五郎 東京都千代田区丸ノ内 2の 8 古河鉱業技術部  
 浅山 哲二 京都市上京区室町通丸太町  
 旭硝子株式会社企画部資料課 東京都中央区銀座4の1  
 新井 房夫 群馬大学学芸学部地質教室  
 荒井 昇 岐阜県吉城郡神岡町 三井金属神岡鉱山探鉱課  
 荒木 孝治 京都市上京区小山西大野町

荒巻 重雄 東京大学理学部地質学教室  
 有田 忠雄 金沢大学理学部  
 有路 繁男 宮城県栗原郡築館高等学校  
 1 井上 武 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所  
 井上 豊雄 東京都新宿区市ヶ谷河田町地質調査所  
 井島信五郎 東京都渋谷区千駄ヶ谷 通商産業局鉱山部石油課  
 井沼新五郎 札幌市 札幌東高等学校  
 伊藤希久夫 塙釜市石堂 174  
 伊藤 建三 釜石市富士製鉄釜石製鉄所  
 伊藤 建勇 新居浜市乙の1 住友金属鉱業別子鉱業所庶務課  
 伊藤 昌介 姶奈川県高座郡大和町 中央林間  
 伊藤 貞市 東京大学理学部鉱物学教室  
 猪木 幸男 小樽市苦竹町 21  
 飯島南海夫 長野市 信州大学教育学部  
 飯田 直雅 北海道空知郡砂川町上砂川三井砂川鉱業所  
 飯盛 里安 東京都文京区駒込上富士町 科学研究所  
 池上 茂雄 北海道岩見沢市 北海道学芸大学地質学教室  
 池内 宏 鎌倉市雪の下929 横浜国立大学学寮  
 池村 嗣雄 北海道空知郡赤平町 豊里鉱業所  
 五十嵐俊雄 東北大学理学部岩磁教室  
 砂沢 準助 福島県伊達郡川俣町中町41  
 石井 清彦 東北大学理学部岩磁教室  
 石井 瑞郎 福岡市宮内町 164  
 石井 康夫 秋田県鹿角郡小坂町 相内鉱業所  
 石岡 孝吉 名古屋市瑞穂区 名古屋大学瑞穂分校  
 石外 宏 東京都北多摩郡羽江村岩戸日本発送電研究所  
 石上 郁衛 静岡県志太郡島田町 4704  
 石川 清水 福島県針道局区内戸沢村字馬乗  
 石川 俊夫 北海道大学理学部地質学鉱物学教室  
 石川 博 上田市 信州大学纖維学部  
 石田 準之助 北海道余市郡余市町湯内住友余市鉱業所  
 石田 進 金沢大学理学部地質学科

石田道之助	東京都中央区日本橋通6の30	岩船 達三	東京都中央区日本橋室町2の1 三井金属鉱業株式会社鉱山部地質課
石田 義雄	東京都新宿区東大久保2の317 帝国石油株式会社	岩本 清次	東京都文京区市兵衛河岸4
石田 洋二	東京都目黒区金町64米川氏内	鵜飼 保郎	京都大学理学部地質教室
石塚 末吉	飯田町市営住宅40	宇都宮大学附属図書館	栃木県河内郡国本村宝木宇都宮大学学芸学部
石塚 義彦	秋田県山本郡藤琴村太良鉱山	宇野 一治	宮城県宮城郡宮城村落合
石橋 正夫	北海道大学理学部地質学鉱物学教室	宇留野勝敏	東北大学理学部岩磁教室
石原 勉	東北大学理学部岩磁教室	上田 潤一	和歌山県那賀郡麻生津村飯盛鉱業所
石原 寿二	福岡県嘉穂郡稻築町字鴨生有斐寮	上田 健夫	京都大学理学部地質教室
石原産業株式会社技術部	大阪市西区江戸堀上通1の12	上田 国夫	東京大学工学部石油工学科
石和 一夫	長野市 信州大学教育学部	上野 三義	広島通産局内地質調査所
石和田章三	東京大学工学部鉱山学教室	上野山書店	広島駐在員事務所
	東京都世田谷区松原町3の1081	植田 良夫	和歌山市難賀屋町東の丁3
磯野 趣夫	愛知県愛知郡鳴海町大根39	植田 良夫	東北大学理学部岩磁教室
磯部 清	東京都世田谷区代田2の681	薄井 広市	東京都港区赤坂築町3の1
磯見 博	川崎市久本町 地質調査所	内田 義信	日本鉱業保安部
市川 渡	金沢大学理学部地質学教室	内山 敬明	愛媛県新居浜市繁本町702
郡村 賢一	宮城県栗原郡鶴沢町 三菱金属細管鉱業所	梅垣 嘉治	山口大学文理学部地学教室
市村 紘	東京都目黒区駒場町865	ト部 奎一	広島市出汐町 広島大学理学部地質学鉱物学教室
稻森 潤	東京都練馬区練馬仲町6の5211	浦島 幸世	東京都千代田区大手町1丁目6 三菱金属鉱業採鉱部地質課
犬塚 英夫	千葉県長生郡茂原町 東芝電気工場	浦田 英夫	北海道大学理学部地質学鉱物学教室
今井 功	川崎市久本町 地質調査所	江口 元起	福岡市 九州大学第一分校
今井 直哉	新潟大学理学部地質教室	愛媛鉱業所	仙台市五北番丁88
今井 秀喜	東京大学工学部鉱山学教室	愛媛大学附属図書館工学部分館	愛媛県新居浜市大生院村
今成 和男	栃木県上都賀郡今市町400	才 小笠原和男	愛媛県新居浜局区内庄内
今村 外治	広島大学理学部地質鉱物学教室	小川雨田雄	山形県最上郡東小国村向町前 第一鉱業株式会社竜神鉱業所
今吉 隆治	静岡県賀茂郡松崎町	小倉 信雄	東京都千代田区神田富山町日本化學工業株式会社
茨城大学附属図書館	茨城県東茨城郡渡里村渡里	小田 範明	東北大学理学部岩磁教室
岩井 淳一	東北大学理学部地質学教室	小野 三千雄	香川県丸亀市 四国通商産業戸鉱山部
岩井 津一	東京都目黒区大岡山 東京工業大学	小野田匡高	北海道江差局区内新地61
岩生 周一	東京都目黒区駒場町 東京大学理工学研究所内教養学部分室地学研究室	小野寺清兵衛	仙台市琵琶首丁18
岩崎 岩次	東京都目黒区大岡山 東京工業大学	小原梅治郎	福岡市博多局区内箱崎町九州大学工学部採鉱学教室
岩崎 正夫	徳島市南常三島町 徳島大学学芸部地質教室	岩尾 瑞穂	新潟県柏江津町砂山区 信越化学工業直江津工場
岩尾 瑞穂	名古屋市瑞穂区塙田通2丁目 日本碍子製造部	小山田拓之	東京都中央区日本橋通3の7
岩手大学附属図書館	盛岡市上田	尾口 仁一	穴戸鉱業東京事務所

越智弥一郎 高知市山田町 9  
 織田 精徳 札幌通産局石炭部開発課  
 生出 慶司 仙台市 東北大第一教養部  
 及川準之助 岩手県岩手郡松尾村 松尾  
 鉱業所自修寮内  
 大井 義夫 奈良県あやめ池新地(西大寺局区内)  
 大泉 製次 山形県庁鉱業課  
 大久保義和 山形県西村山郡白岩村 永  
 松鉱業所  
 大久保五郎 東京都千代田区神田保町  
 1の7  
 大沢 一穀 工業技術庁地質調査所  
 大阪市立自然科學博物館  
 大阪市天王寺区玉水町  
 大須友三郎 栃木県足尾鉱業所  
 大塚 清彦 神奈川県逗子市久木19  
 大塚 寅夫 名古屋通産局内工接序地質  
 調査所名古屋駐在所  
 大友 淳 東北大学理学部岩磁教室  
 大貫 照一 栃木県足尾鉱業所  
 大沼 善吉 東京都千代田区霞ヶ関2の2  
 資源庁官房統計課  
 大野 聰次 東京教育大学地質学鉱物學  
 教室  
 大羽 八郎 福岡県飯塚市柏ノ森402  
 大場 邦雄 仙台高校内  
 大庭 昇 鹿児島市上荒田町 鹿児島  
 大橋 一隆 桐生市本町6丁目376  
 大橋 良一 秋田大学鉱山学部  
 大平 成人 鎌倉町小町427  
 大堀 翁 福島県庁総合開発調査局開  
 発課  
 大町北一郎 札幌市 北海道大学理学部  
 地質学鉱物學教室  
 大森信志雄 浜松市広沢町 浜松北高等  
 学校  
 大森 啓一 東北大学理学部岩磁教室  
 大和栄次郎 川崎市久本町 地質調査所  
 太田 勇 秋田県由利郡直根村 日本  
 鉱業本荘油田探鉱所  
 太田 良平 東京都杉並区永福町415  
 河原林方  
 応地 善雄 福岡市荒戸町 福岡学芸大  
 学福岡分校地学教室  
 岡崎 由夫 鈴鹿市城山町 北海道学芸  
 大学鈴鹿分校  
 岡田 明 札幌郡琴似町川添西中学前  
 岡田 全弘 栃木県安蘇郡葛生町 磐城  
 セメント本社工務部内  
 岡田 広吉 東北大学選鉱製錬研究所

岡田 清蔵 東京都世田谷区玉川奥沢町  
 3の37  
 岡田 博 秋田県花岡町 花岡鉱山  
 岡野 武雄 東京都新宿区河田町 地質  
 調査所  
 岡本 次郎 北海道学芸大学旭川分校  
 岡本要八郎 福岡局区内荒戸町175  
 岡山大学理学部地質学教室 岡山市津島  
 奥田 茂穂 東京都中野区新井町455  
 奥原 宗忠 北海道日高国沙流平取村ニ  
 セウ 日東鉱山事務所  
 奥海 靖 仙台市通産局内 地質調査  
 所仙台駐在所  
 力 加賀谷文治郎 秋田市 秋田大学鉱山学部  
 加藤 穆夫 浦和市高砂町4の169  
 加藤 磐雄 東北大学理学部岩磁教室  
 加藤 啓 山形県西村山郡高松村米沢  
 加藤謙次郎 東北大学理学部岩磁教室  
 加藤 信 金沢市味噌藏町間の町12  
 加藤太一郎 新潟県立新発田高等学校  
 加藤精一郎 山形県東田川郡朝日村上田  
 沢赤川発電建設部  
 加藤 駿 東京都千代田区神田三崎町  
 2丁目34  
 加藤増太郎 札幌市西二条7丁目 日本地  
 下産業株式会社  
 加納 富夫 名古屋市中村区岩塚町五反  
 城35  
 加納 博 秋田市 秋田大学鉱山学部  
 加茂野 寿 秋田県小坂局区内 小坂町  
 小坂鉱業所栗平合宿内  
 犀野豊太郎 秋田県庁商工水産部鉱務課  
 吾川県立農科大学図書課  
 香川県木田郡平井町  
 櫻上 忠佑 東北大学理学部岩磁教室  
 鹿児島大学文理学部図書課  
 鹿児島市山下町2  
 笠間 太郎 大阪市北区南福町12 大阪  
 市立大学理学部地質学教室  
 片山 正人 川崎市久本町 地質調査所  
 片山 信夫 東京都文京区原町126  
 勝井 義雄 札幌市北23条西6丁目 染  
 川方  
 金井 敬吉 東京都新宿区細工町20  
 金尾 直敬 愛媛県新居浜市外・泉川局内  
 内角野町山根西社宅  
 金谷 孝 秋田県能代市柳町54  
 金子 利三 東京都台東区浅草田島67  
 金沢大学図書館理学部分室  
 金沢市仙石町  
 兼子 勝 川崎市久本町 地質調査所

兼松 四郎	滋賀県栗田郡治田村 滋賀農大地質教室内	九州工業大学附属図書館 福岡県戸畠市
鎌田 泰彦	長崎市大橋町200 長崎大学理学部地質学教室	桐生 清 東北大学理学部岩磁教室
神谷 幸雄	名古屋市瑞穂区堀田通り3の22	久綱 正典 神戸市長田区池田広町171の4
神山 次典	大阪府吹田市乗水262 日東寮内	久野 久 東京大学理学部地質学教室
神山 貞二	秋田県北秋田郡阿仁合町 阿仁鉱業所内	久保 恭輔 東京都新宿区河田町 地質調査所
龜井 寛	愛媛県松山市弓ノ町1	久保 褒 東京都千代田区神田神保町2丁目2番松堂2階 ナウカ株式会社
唐木田芳文	九州大学理学部地質教室	草薙 忠明 栃木県足尾町 足尾鉱業所
川尻 茂三	秋田県商工水産部鉱務課	杏沢 新 秋田大学鉱山学部鉱山学科
川畑 健雄	山形県西置賜郡小国町 日本電興株式会社	熊谷 善夫 宮城県牡鹿郡波旁町6軒町5
川村 和太	東北大学理学部岩磁教室	熊野 靖治 門司市大字恒見 小野田セメント恒見工場採石課
川村 佳夫	三重県四日市市末永199 株式会社川村組	熊本大学附属図書館 熊本市黒髪町
河合 常	松山市 南高等学校	倉沢 辰巳 群馬県多野郡神流村下野栗須
河田 晴雄	川崎市久本町 地質調査所	倉持 文雄 東京都西多摩郡冰川町 小河内貯水池建設事務所
河野 義礼	川崎市久本町 地質調査所	黒川 純行 山口大学文理学部地学教室
菅野 五郎	東北大学理学部岩磁教室	黒沢尻工業高校採鉱科 岩手県北上市
木崎甲子郎	北海道大学理学部地質鉱物学教室	黒沼 広治 山形県南村山郡中川村永野 戻上鉱山
木崎 審雄	群馬県前橋市清正寺町 群馬大学学芸部	桑原 寛 福島県庁総合開発調査局 群馬大学学芸部図書館 前橋市清正寺町
木立 正嗣	東京都品川区小山台2の50 農林省林業試験所官舎	小安土公一 東北大学理学部岩磁教室
木之内彦也	津市広明町伊勢新聞出版部	小泉 光恵 豊中市柴原 大阪大学北校地学教室
木野崎吉郎	広島市出汐町 広島大学理学部地質鉱物学教室	小坂 和幸 北海道大学理学部地質鉱物学教室
木下 亀城	福岡市箱崎町 九州大学理学部地質教室	小坂 文予 東京都日野区大岡山 東京工業大学
木村健二郎	横浜市鶴見区東寺尾町1723	小島 丈児 広島市出汐町 広島大学理学部地質学鉱物学教室
木村 正	釧路市城山町 124	小島 公長 東京都渋谷区伊達町83
木村 正	東京都新宿区河田町 地質調査所	小島 光夫 東京都中央区銀座7の3 明治鉱業株式会社生産部
木村 達明	東京都文京区大塚町56 東京教育大学附属高等学校	小西 善次 東京都中野区新山通3の33
木村 敏雄	名古屋市千種区 名古屋大学理学部地球科学教室	小西 正春 東京都港区赤坂葵町 日本鉱業鉱山部
木村 六郎	東京都板橋区下石神井2の1232	小林 勇 札幌市南一条西18丁目 地質調査所北海道支部
貴志 晴雄	東京都世田谷区成城町63	小林 克一 新潟県西頸城郡外波村 大日本セルロイド親不知工場
菊地 秀夫	北海道空知郡上砂川町 三井鉱山砂川鉱業所鉱務課	小林 国夫 信州大学文理学部地学教室
菊地 豊	北海道紋別郡紋別町 鴻舞鉱業所	小林幸二郎 東京都新宿区河田町 地質調査所
岸田 孝蔵	姫路市伊伝居600 姫路工業大学自然科学教室	小林 直樹 愛媛県新居郡角野町山根 啓天寮
北原 順一	松江市 島根大学文理学部	小林 強 広島市基町1 工業技術院地質調査所広島駐在員事務所
北村 信	東北大学理学部地質教室	

牛来 正夫 東京都文京区大塚窪町東京  
教育大学地質学鉱物学教室

国府谷盛明 東北大学理学部岩磁教室

後閑文之助 東京都杉並区井荻2丁目34

寅 春 江 台北市温州街52巷4号

甲田 三男 長野県 信州大学教育学部

高知大学附属図書館 高知市小津町

香村 明美 東北大学理学部岩磁教室

高良 淳 八幡市大藏勝山町2丁目

高良 義郎 八幡市大藏勝山町2丁目

神津 俊祐 鎌倉市二階堂101

郷原 範造 東京都新宿区河田町 地質  
調査所

越 長郎 長野県須坂市本郷町

越野 正 北海道大学理学部地質鉱物  
学教室

今田 正 山形大学理学部地質教室

今野 弘 東北大学理学部岩磁教室

近藤 精造 千葉大学文理学部地学教室

近藤 忠三 秋田大学学芸学部地学教室

佐久間 正 岐阜県吉城郡船津町 神岡  
鉱業所

佐々 保雄 北海道大学理学部地質学鉱  
物学教室

佐々木正一 仙台市新寺小路

佐々木 久 札幌市南二十二条西 6丁目  
日本鉱業社宅

佐々木 実 東京都新宿区河田町 地質  
調査所

佐藤 明男 東北大学工学部鉱山学科

佐藤 恒 秋田県鹿角郡 小坂鉱業所

佐藤 鉱三 仙台市狐小路 佐藤鉱業所

佐藤 五郎 酒田市新町光ヶ丘50の1

佐藤 茂 東京都新宿区河田町 地質  
調査所

佐藤 一郎 岩手県岩手郡平館高等学校

佐藤 信男 新潟県東蒲原郡三川村新谷  
局内 三川鉱業所鉱務課

佐藤 文雄 宝蘭市水元町宝蘭工大官舍

佐藤 博之 札幌市南一条18丁目 北海  
道通産局鉱山部

佐藤 正氣 仙台市荒巻字杉添

佐藤 正信 青森県野内局区内 上北鉱  
業所

佐藤 满雄 東北大学理学部岩磁教室

佐藤 三良 福島県相馬郡原ノ町 北海  
電気興業KK高ノ倉鉱業所

柳原 忠政 北海道大学理学部地質学鉱  
物学教室

柳原 雄太郎 知知半田市龜崎上河原

逆瀬川清丸 東京都新宿区河田町 地質  
調査所

斎藤 邦三 仙台市 仙台第二高等学校

斎藤 浩三 東北大学選鉱製錬研究所

斎藤 仁 札幌市南十条西13丁目

斎藤 甚三 福岡県田川市東区新町 三  
井社宅

斎藤 忠夫 横浜市鶴見区市場町1152

斎藤 正雄 東京セレン工業

斎藤 正雄 札幌市南一条西18丁目地  
質調査所北海道支所

斎藤 正次 東京都太田区馬込町西 4丁  
目70

斎藤 実 香川県木田郡早井町香川農  
科大学地学研究室

斎藤 洋彦 仙台通産局鉱山部金属課  
坂井 茂 岐阜県吉城郡神岡町 神岡  
鉱山探鉱課

坂口 博 栃木県足尾鉱業所

酒井 栄吾 岡崎市梅園町字寺裏6の1  
学芸大学住宅13号

酒匂 純俊 札幌市中島公園 北海道地  
下資源調査所

桜井 鉄一 東京都千代田区神田須田町  
1の15

桜井仁之助 水戸市外吉田 水戸工業高  
等学校探鉱冶金科教室

桜井 敏生 東京都新宿区柏木1150

笹倉健一郎 日立市 日立鉱業所

沢 俊明 北海道札幌市 北海道大学  
地質鉱物学教室

沢村孝之助 川崎市久本町 地質調査所

沢村 武雄 高知市 高知大学文理学部  
地質学教室

三枝 守維 兵庫県養父郡 明延鉱山

三本杉巳代治 福島大学学芸学部

滋賀県立農業短期大学 滋賀県草津局区内治田村渋  
川

志達 見 兵庫県朝来郡 生野鉱山

志水 次郎 東京大学理学部地質学教室

紫藤 文子 東京大学理学部地質学教室

白在丸新十郎 福岡県戸畠市 九州工業  
大学鉱山工学科地質学教室

清水 照夫 京都市上京区烏丸通鞍馬口  
上ル 日本地科学社内

椎川 誠 秋田市亀ノ町西土手町8

塙田 勇夫 栃木県下都賀郡吹上村吹上  
549

塙原 幹治 東京都新宿区戸塚町4の572  
山内弘方

繁沢 和夫 京都府伏見区深草願成町12

品川白煉瓦株式会社岡山工場	末松 市松	山口大学文理学部地学教室
岡山県和気郡片上町	芦木 浅彦	東北大学理学部岩磁教室
篠田 貢	菅 清康	東京都千代田区大手町 三菱金属鉱業株式会社採鉱部
山口県玖珂郡河山村 河山 鉱山探鉱課	菅井 敬一郎	山形市六日町1030 鈴木方
柴崎 立	菅原 欣一	東北大学理学部岩磁教室
群馬県前橋市北曲輪町	菅原 公平	神奈川県藤沢市鵠沼2440
柴田 勇	杉浦 孝二	東京都目黒区大岡山 東京工業大学案業科
東京都武藏野市吉祥寺 2671の1	杉浦 精治	金沢大学理学部地質教室
柴田久米男	杉本 功	北海道檜山郡上国村今井 石崎鉱山
能代市 能代工業高校	杉本 良也	札幌市 中島公園拓殖館内 北海道地下資源調査所
柴田 秀賢	杉山 隆二	新潟大学理学部地質教室
東京都文京区 東京教育大 学地質学部地質学教室	鈴木 喜義	福島県耶麻郡加納村 与内 畠鉱山
柴田 范三	鈴木 敬治	福島市 福島大学学芸学部
秋田市帝國石油株式会社 秋田鉱業所	鈴木 好一	東京都新宿区百人町4の400 資源科学研究所内
柴田 豊吉	鈴木 重人	名古屋市東区東芦野町 愛 知学芸大学地学教室
柴橋 敬一	鈴木 醇	北海道大学理学部地質鉱物 学教室
山形県西村山郡寒河江町大 字寒河江町丁50	鈴木 畦	東北大学工学部鉱山工学科
渋谷 五郎	鈴木 敏明	岩手県岩手郡松尾村 松尾 鉱業所 蔭沼アパート
山口市後河原山口大学文理 学部地質学教室	鈴木 秀幸	東北大学理学部岩磁教室
島田 显郎	鈴木 淑夫	北海道大学理学部地質鉱物 学教室
東北大学理学部岩磁教室	鈴木 正利	広島県南段原町1634
島田 忠夫	鈴木 勝	東北大学選鉱製錬研究所
東京都新宿区河田町 地質 調査所石油課	鈴木 衛	東北大学理学部岩磁教室
島田 衡	鈴木 守	北海道大学理学部地質鉱物 学教室
茨城県日立市本山 日立鉱 業所探査課	鈴木 光郎	東北大学理学部岩磁教室
島津 光夫	鈴木 礼吉	東北大学理学部岩磁教室
東北大学理学部岩磁教室	鈴木廉三九	東北大学工学部鉱山工学科
島根大学附属図書館 松江市西津川町	砂川 一郎	東京都新宿区河田町 地質 調査所
下田 哲也	角 清愛	東京都新宿区河田町 地質 調査所
東北大学理学部岩磁教室	住友金属別子鉱業所庶務課	愛媛県新居浜市乙塚の壱
秀 敬	瀬戸 速水	盛岡市上田与力小路212
広島市出汐町 広島大学理 学部地質鉱物学教室	瀬戸 正雄	串木野市荒川 荒川鉱業所
樹下 晃	閔 寿和	東北大学理学部岩磁教室
秋田市西根小屋町帝石秋田 鉱業所	閔 啓	長野市 信州大学教育学部
正田篤五郎	閔 陽太郎	埼玉大学理学部地学教室
東京大学理学部地質学教室	閔 根 良弘	東京都新宿区河田町 地質 調査所
庄司 誠一	七	
東北大学工学部鉱山工学科		
常子文		
東京都中野区宮園町2の29		
白井 六蔵		
北海道(大塩国)上川郡下川 村 新下川鉱山		
白石 反巳		
秋田市 帝石秋田鉱業所		
白石 剛		
熊本大理学部地学教室		
白石 豊		
秋田県鹿角郡小坂町 相内 鉱業所		
白神 正夫		
尼崎市橋田字菱付所72		
白水 晴雄		
九州大学理学部地質学教室		
新鉱業開発鉱山部		
東京都中央区銀座東 8丁目 19番地10		
信州大学理学部図書課 長野市西長野町		
信州大学理学部図書館 松本市県町		
神保 恵		
山形市外飯塚村62		
図師 政美		
北海道大学理学部地質鉱物 学教室		
須藤 俊男		
東京都文京区 東京教育大 学理学部地質鉱物学教室		
須原屋書店		
浦和市仲町2丁目113		
末野 悅六		
市川市市川1の125		

積善館支店	広島県千田町広島大学正門前	滝本 清	京都大学工学部鉱山学科
全田 孝	福島県郡山市鴻巣34	武井 和夫	浦和市本太2235
千藤 忠昌	東北大学理学部岩磁教室	武司 秀夫	広島大学教養部地質学教室
ン宗宮 重行	東京都世田谷区成城町274	武田 達也	東京都港区青山1丁目 青山アパート12号館14号
タ田口 一雄	東北大学理学部岩磁教室	武中 俊三	姫路市伊伝居 姫路工業大学鉱床地質教室
田口今朝男	長野市 信州大学教育学部	竹内 順治	長野市 信州大学教育学部
田口 恒勇	東北大学工学部鉱山工学科	竹内 常彦	東北大学選鉱製錬研究所
田代 弘伯	福島県相馬郡小高町	竹内 正辰	静岡大学教育学部地学教室
田代 忠一	東北大学理学部岩磁教室	竹内 英雄	東京都千代田区丸の内2の8古河鉱業株式会社
田中 収	長野県上高井郡東村 米子鉱業所	竹内 嘉助	札幌市北四条西23丁目
田中 賢三	東京都文京区駒込千駄木町113 凡地学研究社	竹下 寿	長野市箱清水町長野西高等学校通信教育部
田辺 健一	東北大学理学部地理学教室	橋 寿郎	大津市栗津町25 日本電気硝子株式会社製造部
田辺 泰夫	神奈川県中郡二宮町886	立木 省治	長野市 信州大学教育学部
田村 功	山口大学文理学部地学教室	立見 辰雄	東京都三鷹市牟札355
高岡 公昭	大阪府池田市玉坂町34	谷 正巳	仙台通産局内地質調査所仙台駐在所
高木 周一	神戸市東灘区魚崎町横屋766	谷 竜治	秋田県仙北郡六郷町字大町
高木 松逸	兵庫県養父郡 明延鉱業所	谷田 勝俊	東北大理学部岩磁教室
高島 清	広島市 広島通産局内地質調査所	谷波 正三	金沢大学理学部地質学教室
高田 昭	東京都港区赤坂青山町1の1間組	谷村昭二郎	東北大学理学部岩磁教室
高橋 明俊	秋田県山本郡琴藤村 古河鉱業太良鉱業所	種子田定勝	福岡市箱崎町 九州大学理学部地質学教室
高橋維一郎	岩手大学工学部鉱山工学科	種村 光郎	東京都新宿区河田町 地質調査所
高橋英太郎	山口大学文理学部	玉置 裕彦	和歌山県新宮市船町114 山徳製材所内
高橋 純一	東京都杉並区和田本町981日立製作所社宅	玉木 貴祐	東北大学理学部岩磁教室
高橋 登	東北大学理学部岩磁教室	チ 地質調査所大阪駐在官事務所	
高橋 輝道	愛媛大学工学部鉱山学教室	大阪市東区備後町5丁目27	
高橋 一	愛媛県新居浜市八雲町1の2	地質調査所北海道支所 札幌市南一条	
高橋 英夫	三重県南牟婁郡八鹿村 石原産業株式会社紀州鉱業所	千葉 懿	東北大学理学部岩磁教室
高橋 博	宮城県栗原郡 細倉鉱山	茅原 一也	新潟大学理学部地学教室
高橋 兵一	東京都千代田区河田町 地質調査所東京分室	チャ尔斯・イー・タトル商会	東京都文京区江戸川町15
高橋 光明	仙台市東三番丁通産局内地質調査所仙台駐在員事務所	ツ 津島 精一	
高橋 義士	北海道亀田郡亀田村字本町3	津島 精一	山口大学文理学部地学教室
高橋 洋	北海道旭川市新町四条4丁目	津末 昭生	東京都杉並区和泉町627
高島 彰	北海道上川郡下川町 三菱金属下川鉱業所	津乘豊太郎	愛媛県新居浜市 別子鉱業所選鉱工場
高丸美津雄	東京都文京区大塚坂下町40	津留 和子	熊本大学理学部地学教室
鷹村 権	兵庫県朝来郡 生野鉱山	津屋 弘達	東京都文京区駒込西片町13の8
滝川 一博	広島市荒神町253	塙田 文男	東京都文京区駒込千駄木町59
	北海道虻田郡京極村脇方日鉱鉱業北海道鉱業所		

塚脇 祐次	京都市左京区吉田牛の宮町 17	中川 進	東京大学理学部鉱物学教室
筒浦 明	札幌市南十八条西6丁目 北海道札幌南高等学校	中島 俊二	静岡県磐田郡竜山村 峰之 沢鉱業所
坪 敏雄	北海道余市郡余市町 余市 高等学校	中西 信弘	金沢市山の上町 5丁目14
坪井誠太郎	東京大学理学部地質学教室	中村 元	北海道空知郡赤平村赤平炭 鉱
坪谷 幸六	東京都港区麻布竜土町14	中村小四郎	福岡市大坪町2丁目49の1
鶴島 鎮彦	岩手県上閉伊郡甲子村大橋 釜石鉱山万生寮	中村 順三	川崎市久本町 地質調査所
寺島 湯次	岐阜県吉城郡神岡町前平 対山寮	中村 二郎	長野市 信州大学教育学部
戸苅 賢二	北海道大学理学部地質学鉱 物学教室	中村 哲郎	栃木県足尾鉱業所
戸田 一美	鹿児島県出水市諫訪馬場	中村 久由	川崎市久本町 地質調査所
戸塚 好雄	東京都渋谷区千駄ヶ谷 東 京通産局鉱山部	中村 博	山口大学文理学部地学教室
東京教育大学地質学鉱物学教室	東京都文京区大塚塙町	中村 譲	秋田大学鉱山学部鉱山学科
東邦亜鉛株式会社鉱山部	東京都中央区日本橋室町4 丁目4番地	中本 明	北海道札幌市南二十二条西13 丁目
藤間 峰俊	宮崎県東臼杵郡上北村 標 峰鉱山地質課	中山 一義	香川県木田郡平井町 香川 農科大学地学研究室
時津 孝人	東京都新宿区市ヶ谷河田町 8 地質調査所鉱床部非金 屬課	永井彰一郎	東京大学工学部
徳島大学学芸学部図書分館	徳島市南常三島町1丁目	永淵 正叙	東京都世田谷区代田2の958
富坂 武士	山口大学文理学部地学教室	長尾 恵	山口大学文理学部地学教室
富田 達	九州大学理学部地質学教室	長沢敬之助	名古屋市千種局区内 名古 屋大学理学部地球科学教室
富田 光孝	東京都世田ヶ谷区烏山1009	長島 乙吉	東京都麹町区区内千代田区 五番町4 科学研究所飯盛 研究室内
富田 芳郎	東北大学理学部地理学教室	長原 正治	京都府南桑田郡麹町村 株式会社栗村鉱業所大谷鉱 山
富塚 終吉	福島県福島県教育委員会	成田 英吉	北海道大学理学部地質学鉱 物学教室
富永 俊治	東京都港区赤坂葵町 日本 鉱業探査部鉱山調査課	南部 松夫	東北大学選鉱製錬研究所
豊田 環吉	東京都新宿区百人町 衛生 試験所地下水温泉試験室	二 新潟大学理学部 新潟市西大畑町	
豊田 英義	松山市道後南町2丁目487	西尾桂次郎	武藏野市吉祥寺87
名古屋大学附属図書館	名古屋市中区南外 堀町	西尾 澄	東京大学工学部鉱山学科
名古屋工業大学図書館	名古屋市昭和区内御器所 町	西沢章三郎	東京都豊島区椎名町 8 の 3897
内藤 貞夫	神奈川県鎌倉市鎌倉山旭ヶ 丘 時田方	西沢 徳雄	北海道紋別市鴻之舞鉱業所
中 東策	秋田県鹿角郡 小坂鉱山	西島 隆之	東京都江東区深川東雲町 2 丁目3 日東紡績株式会社東 京工場社宅

日本セメント生産部鉱業課 東京都千代田区大手町2丁目9	原口 正敏	静岡県磐田郡竜山村 峰之沢鉱業所親和寮
日鉄鉱業総務部総務課 東京都千代田区丸の内 2丁目20の1	原田 準平	北海道大学理学部地質学鉱物学教室
日鉄鉱業釜石鉱業所 岩手県上閉伊郡甲子村	原田 義博	山口大学理学部地学教室
入道 正 宮城県登米町登米高等学校	針谷 真	北海道大学理学部地質学鉱物学教室
木根橋雄太郎 東京都杉並区荻窓局三谷町75	春本 篤夫	京都大学理学部地質学教室
根本 忠寛 札幌市南一条地質調査所北海道支所	番場 猛夫	札幌市北二十六条東 4丁目工業技術庁地質調査所札幌支所
野口喜三雄 東京都目黒区東町 都立大学理学部化学教室	樋口 漢	熊本大学理学部地学教室
野沢 保 川崎市久本町 地質調査所	肥田 昇	立川市錦町2の81
野田真三郎 東京都世田谷区下馬町2の5	口高 進	青森県上北郡 上北鉱業所
野田夢次郎 福岡県糸島郡貴山村浜窪加布理海岸	一杉 武治	東京都千代田区丸の内 2の18内外ビル電源開発KK
野村 武 金沢大学理学部地質学科	平井 喜郎	北海道大学理学部地質学鉱物学教室
八長谷川修二 東北大学理学部岩磁教室	平林 武雄	福島県安積郡三和村 白石鉱業株式会社高旗鉱業所
橋本 克昭 東北大学理学部岩磁教室	平峰 武夫	平市労働基準監督署
橋本 誠一 北海道大学理学部地質学鉱物学教室	平山 昭	新潟県北蒲原郡赤谷村 日鉱赤谷鉱業所
橋本 繩治 秋田県北秋田郡花岡町 同和鉱業花岡鉱業所	平山 健	川崎市久本町 地質調査所
橋元 昇 仙台市宮町 住友金属鉱業仙台出張所	広川 治	川崎市久本町 地質調査所
端山 利八 金沢大学理学部地質学科	広川 稔	東京都武蔵野市吉祥寺字本田南2501
蜂屋 可典 東北大学理学部岩磁教室	広渡 文利	九州大学理学部地質学教室
初田甚一郎 京都大学理学部地質教室	7 富士製鉄室蘭製鉄所 室蘭市輪西町12	
花岡 完 岡山県和気郡三石町 川崎炉材株式会社研究課	深谷 純一 福島市平和通舟場町1	
花村會太郎 北海道紋別郡丸瀬布町金山	福尾 券一 名古屋市東区水筒光町4の8	
浜口 克巳 大分県北部和佐賀関町 佐賀関製錬所調査課	福島大学附属図書館学芸学部分館	
浜地 忠男 東京都世田谷区世田谷1丁目811	福島市浜田町84	
早川 典久 東北大学工学部鉱山学科	福田 連 東京都墨田区大岡山108	
早瀬 一 京都大学理学部地質教室	福富 忠男 札幌市北三条西7丁目2	
早瀬喜太郎 埼玉県入間郡飯能町3の426	福山 賢蔵 熊本大学理学部地学教室	
林 茂 秋田県鹿角郡小坂町 相内鉱山	藤井 浩二 九州大学理学部地質学教室	
林 高朗 北海道室蘭市知利別町213	藤川 武臣 仙台市小田原中江南90	
林 那佳夫 富士製鐵如水寮	藤田 文雄 仙台市北総治町59	
林志賀雄 群馬県北群馬郡金島村 国立療養所大日向荘 第5病棟	藤原 降代 東京都新宿区百人町4丁目400	
林田志賀雄 久留米市篠山2の158	藤原 哲夫 北海道札幌市北二十二条西2丁目3	
原 幸司 長野市 信州大学教育学部	藤本 重美 山口大学文理学部地学教室	
原口 九万 大阪市東区備後町 工業技術庁地質調査所大阪支所	藤本 治義 東京都中野区江古田2丁目566	
	舟橋 三男 北海道大学理学部地質学鉱物学教室	
	舟山 裕士 東北大学教育教養学部地学研究室	

古川 和代	福岡県戸畠市千防町 8丁目 44 明治鉱業彌寮
木 保科 恒二	東北大学理学部岩礁教室
北海道大学工学部応用地質学研究室	
札幌市北八条	
北海道学芸大学旭川分校図書課	
旭川市北門町 9丁目	
北海道土木試験所	北海道札幌郡豊平町
星野 寛	札幌市北三条西5丁目 道 庁開発庁計画課
星野 義昭	福岡県八幡市藤田 黒崎窯 業株式会社研究所
細井 弘	秋田市帝国石油秋田鉱業所
堀 純郎	東京都杉並区上荻窓1の105
堀 福太郎	東京大学教養部地質学教室
堀内 孫十郎	岩手県日詰町
堀内 恵彦	東京都世田谷区下馬 2丁目 39
堀越 義一	東京都杉並区下高井戸町 4 の979
堀田 敦史	岐阜県吉城郡 神岡鉱山
本多 朔郎	秋田大学鉱山学部
本多 共之	東京都港区赤坂葵町3 日本 鉱業探査部
マ 馬野 福夫	静岡県田方郡修善寺町熊坂 42
前沢 保利	東京都渋谷区代々木山谷町 190代々木山谷アパート 403
前田 孝矩	福岡市 九州大学工学部
前原 精	福岡県柳川市カニ町23の4
牧野登喜男	東京都千代田区河田町 地 質調査所東京分室
益田 功	東京都港区赤坂葵町3の1 日本鉱業技術部
益富寿之助	京都上京区烏丸通出水西 8 日本鉱物趣味の会
増井 淳一	東北大学農学部
増淵 堅吉	北海道紋別市鴻舞 住友鴻 舞鉱業所
増淵 三郎	北海道紋別郡丸瀬布町金山 住友金属鉱山株式会社北見 鉱業所
狩場 勇	仙台市山田第2引揚住宅36 号
松浦 二郎	千葉県市川市若宮404
松尾鉱山事務所	岩手県岩手郡松尾村
松隈 寿紀	九州大学農学部農業土木学 教室
松崎 庚一	柏崎市 柏崎女子高等学校
松里 英男	山口大学文理学部地学教室

松沢 勲	名古屋大学理学部地球科学 教室
松下 進	京都大学理学部地質学教室
松下 久道	九州大学理学部地質学教室
松田 亀三	千葉県白浜村長塚
松田 良治	大阪市旭区新森小路町南 3 の25
松永 亮	静岡県磐田郡竜山村 峰之 沢鉱業所親和寮
松橋 秀郎	東北大学理学部岩礁教室
松原 洪	静岡県田方郡上肥町新田 中外鉱業株式会社清瀬鉱山
松本 雅夫	九州大学理学部地質学教室
松本 章男	熊本大学理学部地学教室
松本 隆一	宇都宮市小串 宇部興産株式 会社炭業本部生産部
松本 唯一	熊本大学理学部地学教室
松山 基範	山口大学本部
ミ 三井 弘	日立市鳩ヶ丘県営第2号
三浦 博雅	東京都文京区竹早町82
三菱鉱業生産部地質課	東京都千代田区丸の内1の4
三菱金属生野鉱業所	兵庫県朝来郡生野町
三菱金属鉱業株式会社鉱業研究所	埼玉県大宮市北袋16
三原 栄	京都千代田区丸の内2の3 三菱鉱業鉱山部鉱山課
三好 徹	神戸市灘区篠原伯母野山 六甲高等学校
三好 一	愛媛県喜多郡五十崎町 昭 和鉱業大久喜鉱業所
三輪 孝朔	岐阜県吉城郡神岡町前平 神岡鉱業高校
三輪 正房	山口大学工学部鉱山学科
三宅 寛	京都府与謝郡岩滝町 岩滝 寮内
水上 勝義	熊本市 熊本県立商業高等 学校地学科
光田 武	山口県阿武郡奈古町日本耐 火奈古工場
港 種雄	京都大学工学部鉱山学教室
添 秀雄	東京都目黒区駒場 東京大 学教養部地質学教室
添 正雄	北海道大学理学部地質学鉱 物学教室
宮城 一男	東北大学理学部岩礁教室
宮坂 満喜三	尼崎市久々知字福長20 日 本板硝子株式会社研究所
宮崎 駿一	静岡県駿東郡裾野村佐野

宮沢 俊弥	東京都中野区江古田2の62 5号社宅	山内 達朗	熊本大学理学部地学教室
宮島 建久	栃木県塙谷郡藤原町小佐越 木戸ヶ沢鉱業所	山江 徳載	栃木県上都賀郡 足尾鉱業 所地質課
宮本 弘道	東京都新宿区河田町 地質 調査所	山岡 一雄	熊本大学理学部地学教室
宮久三千年	九州大学理学部地質学教室	山岸猪久馬	長野県上田染谷丘高校
都城 秋穂	東京都練馬区豊王北 3の2 共栄荘	山口 鎌次	松江市 島根大学
ム 卍田 邦彦	福岡市箱崎小松町県管アバ ート112号	山口 孝三	神奈川県相模原町下九沢 1902 魚住医院方
武藤 章	東北大学工学部第二教養部	山口 四郎	東京都港区赤坂葵町 3 日 本鉱業探査部
武藤 鉄靖	東京都中央区京橋1の2 ラ サ工業株式会社内	山口大学附属図書館文理学部分館	山口市後河原 150の1
向井 金二	兵庫県養父郡 明延鉱山	山口大学文理学部地学教室	山口市後河原
鞭 政共	福岡県吉木市公園通り	山口 定	京都市左京区北白川下池田 町20
村井 貞允	岩手大学工学部	山口 勝	福岡県糟屋郡香椎町香山住 宅S32号
村岡 誠	東京都千代田区丸の内1の4 新丸ビル6階 松尾KK技 部術	山崎 寿雄	東京都世田ヶ谷区北沢 2の 280 つばさ荘
村上 敦郎	山口大学理学部地学教室	山崎 正男	東京大学理学部地質学教室
村上 允英	山口大学理学部地学教室	山下 親平	愛媛県新居郡神郷村大字郷 山
村山 正郎	川崎市久本町 地質調査所	山下 陽三	山形県南置賜郡南原村字李 山 西吾妻鉱業所
村山四喜男	秋田県川尻総社前133	山島 譲嘉	東京都世田ヶ谷区太子堂町 433
邑本 順亮	金沢大学理学部地質学科	山田 敬一	北海道大学理学部地質学鉱 物学教室
室蘭工業大学附属図書館	室蘭市水元町	山田 四郎	金沢大学理学部地質学科
七 本島 公司	東京都新宿区河田町 地質 調査所	山田 知良	愛知県愛知郡幡山村 山口 探査所
桃井 齊	福岡市九州大学理学部地質 学教室	山田 直秋	川崎市久本町135 地質調 査所
百武 松児	新潟市関屋金鉢山 23番割 245番地	山田 久夫	東京都目黒区大岡山 東京 工業大学
森岡 昇	岡山県真庭郡勝山町勝山高 等学校	山田 復之助	神奈川県茅ヶ崎市東海岸 10003
森永 茂	愛媛県新居郡角野町 別子 鉱業所探鉱部	山田 正春	東京都新宿区河田町 地質 調査所
森本 良平	東京都文京区駒込浅嘉町78	山梨大学附属図書館 甲府市元柳町	
森脇 孝洋	東京都世田ヶ谷区代田 1の 729 日鉄梅ヶ丘寮	山室 泰一	足利市緑町1丁目3251
ヤ 八木 健三	三台市花京院通77	山本 勇	東北大学理学部岩礦教室
八木 節男	東京都世田ヶ谷区烏山町 日本鉱業株式会社烏山試験 所	山本 謙吉	仙台市本荒町20 第一通商 仙台出張所内 三井金属鉱 業株式会社
八島 隆一	福島大学学芸学部地学教室	山本 重男	東北大学理学部岩礦教室
八幡製鉄八幡製鉄所	八幡市大字枝光	山本 敬	福岡県戸畠市中原町 九州 工業大学官舎
矢野 茂樹	石巻市西村堤4の55	山本 敏夫	北海道空知郡上芦別 明治 上芦別鉱業所東町
谷地 悅二	岩手県下閉伊郡田老町 田 老鉱山大和寮	山本 博達	九州大学理学部地質学教室
安田 嘉雄	山梨県都留市宝鉱山社宅	山本 学	東京都渋谷区代々木本町 743

山本 隆一 富山県中新川郡中加積村  
949

山脇友次郎 東北大学理学部岩磁教室

■ 与内畠鉱山 福島県耶麻郡加納村  
与良 三男 鎌倉市腰越653

横浜国立大学学芸学部 鎌倉市雪ノ下

横路 雅美 札幌市南五条西21丁目337

横谷 和光 長野県更級郡塩野村6705

横山 鼎 東北大学理学部岩磁教室

吉川 恵章 鹿児島県串木野市下名 串  
木野鉱業所

吉木 文平 横浜市鶴見区鶴見町304

吉沢 甫 京都大学理学部地質学教室

吉田 善亮 東京都武藏野市吉祥寺865

吉田 久昭 東北大学理学部岩磁教室

吉田 博直 広島大学理学部地質学鉱物  
学教室

吉田 雅 福島県若松市栄町862 福島  
県立会津工業高等学校

吉乃 鉱山 秋田県雄勝郡西成瀬村

吉野 言世 広島大学東雲分校地学研究  
室

吉野 実 和歌山市宇須栄町347

吉村 豊文 九州大学理学部地質学教室

吉元 豊 北海道根室市字千島町1の1

米林 滋 秋田県北秋田郡阿仁合町  
阿仁鉱山

米谷 利治 新潟県東蒲原郡三川村 日  
本鉱業株式会社三川鉱業所

リ 力久 順一 佐賀県佐賀郡久保田村大字  
徳万小路

ロ 呂 海 星 中華民国台灣台北市松江路  
150巷29号

ヲ 和田 明 鳥取県西伯郡高麗村 鳥取  
県立養良農業高等学校

和田 七郎 東京都北多摩郡調布町布田  
小島分334

和田 正美 東北大学選鉱製錬研究所  
早稲田大学理工学部図書館  
東京都新宿区戸塚町1の647

渡辺 城 東北大学理学部岩磁教室

渡辺 岩井 東京教育大学地質学鉱物学  
教室

渡辺 売一 秋田県鹿角郡尾去沢町 三  
菱金属尾去沢鉱山地質課

渡辺 貞夫 東北大学理学部岩磁教室

渡辺 新六 栃木県鹿沼市戸張町

渡辺 卓 東北大学理学部岩磁教室

渡辺 武男 東京大学理学部地質学教室

渡辺 迪 名古屋市千種区萱場町 3の  
32萱場荘16号

渡辺 俊男 富山県新湊市 獅子絵田167  
の1

渡辺重次郎 東北大学理学部岩磁教室

渡辺吉兵衛 山形県米沢市柱町3142

渡部 哲光 津市三重県立大学水産学部

亘理誠五郎 山形県西村山郡白岩村 永  
松鉱業所

**Hand book of gem identification.** By T. Liddicoat, Jr. 本書は宝石類を鑑定するに必要なことがらを詳細に述べたものである。従来、宝石に関する著述は少からず出版されていたが、実際に未知な一宝石がどの様な種類のものであるかを鑑定するに役立ち得るものは少なかつた。そこで著者はこのために本書を記述したのであつて、前半には主として宝石の鉱物学的諸性質と、これらを定量的に測定する方法を述べている。特に人工宝石の包裏物が球状であること、又研磨した時には条線が認められること、短波長紫外線下で着色して見えること、二重かさね宝石三重かさね宝石等を興味深く記載している。後半には紫色透明宝石、緑色透明宝石、黄色透明宝石、褐色透明宝石、桃色乃至赤色透明宝石、無色透明宝石、不透明の青色、緑色、赤色、黄色、褐色、白色、灰色、及び黒色宝石等について、詳しく鑑定法を述べ、鑑定表を附記している。(Gemological Institute of America, 本文294, 附図 110, 初版1947年, 再版1948年, § 4.50) [大森]

**ASTM standards 1952, (Part5)** A.S.T.M.によつて刊行されている ASTM standards 1952年版(3年毎に発刊)の全7冊の中の1つで、本冊はガス・石油・芳香族炭化水素・潤滑油に關係する各種の規格試験法及び実験装置などがこの刊行物の型式に従つて掲げられたものである。本冊で扱はれている内容を項目別で示せば Petroleum products and lubricants (1~638頁), ASTM engine test methods for rating fuels (641~696頁), Methods of measuring and sampling petroleum and petroleum products (699~796頁), Coal and coke (799~796頁), Gaseous fuels (907~1052頁), Industrial aromatic hydrocarbons (1055~1106頁), Engine antifreezes (1109~1136頁), 及び Thermometers and general testing methods (1139~1228頁)で、例えば石油及び石油製品については crude-petroleum, butadiene, bituminous materials, motor and aviation fuels, petroleum solvent and naphthas, diesel fuels, lubricating oils 及びその他の grease, wax について、各種の試験法及び装置が掲げられ、また石炭及び骸炭の項でも同様に試料採取法、スクリーン分析法など他の項目に於けると同様物理化学実験及び工業試験法の必要な材料が網羅されている。因みに本冊の他の内容を挙げれば、Part1—Ferrous metals, Part2—Non-ferrous metals, Part3—Cement, ceramics, concrete etc., Part4—Paint, naval stores etc., Part6—Rubber, plastics etc. 及び Part7—Textiles, soaps, paper etc. である。(American Society for Testing Materials, 1953年2月発行、本文 1228頁、4000円) [加藤磐]

本誌抄録欄擔當者(五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐	加藤謙次郎	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫
吉木 浅彦	鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三
横山 鼎	渡辺万次郎			

昭和30年1月20日 印刷

昭和30年2月1日 発行

**発行所** 仙台市片平丁東北大学理学部内  
日本岩石礦物礦床学会  
〔電話仙台③1181(内線311)〕

**編輯兼発行者** 大森 啓一

**印刷所** 仙台市堤通27〔電話③2027〕  
笹氣出版印刷株式会社

**印刷者** 笹氣 幸助

**入会申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内  
日本岩石礦物礦床学会

**会費** 第1回 同上 [振替仙台 8825 番]

**本会会費** 一ヶ年分 400円 (前納)

**本誌定価** 一部 80円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS

The Ryōke granites and Ryōke metamorphics in the Ina district,  
Nagano Prefecture.....K. Ishii, Y. Ueda and M. Shimazu.

Pyralspite garnet from a low grade pelitic schist in the Sanbagawa  
metamorphics.....A. Miyashiro.

Autoradiographic studies on some lamprophyre and mudstone.  
.....I. Hayase and T. Tsutsumi.

Microscopic study for ore minerals from the Ashio copper mine.  
.....N. Yamae.

Petrological study of the Tabashine adamellite mass.....M. Shimazu.

Notes and news.  
Announcements of meeting, etc.

Book reviews.  
Handbook of gem identification. By R. T. Liddicat, Jr. etc.

Abstracts :  
*Mineralogy and crystallography.* Identification of wenzelite and  
baldaufite with hureaulite, etc.

*Petrology and volcanology.* Alkaline syenite at Ruri, South Nyanza,  
Kenya, etc.

*Sci. of metallic deposits.* The Jersey lead-zinc deposit, etc.

*Sci. of petroleum deposits.* Association of uranium and other metals  
with crude oil, asphalt, and petroliferous rock, etc.

---

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.